



**UNIL** | Université de Lausanne

Unicentre

CH-1015 Lausanne

<http://serval.unil.ch>

---

*Year : 2013*

## Simulation fine des précipitations et des crues extrêmes. Application aux petits bassins versants alpins non glaciaires

Receanu Ramona Georgeta

Receanu Ramona Georgeta, 2013, Simulation fine des précipitations et des crues extrêmes. Application aux petits bassins versants alpins non glaciaires

Originally published at : Thesis, University of Lausanne

Posted at the University of Lausanne Open Archive.  
<http://serval.unil.ch>

### **Droits d'auteur**

L'Université de Lausanne attire expressément l'attention des utilisateurs sur le fait que tous les documents publiés dans l'Archive SERVAL sont protégés par le droit d'auteur, conformément à la loi fédérale sur le droit d'auteur et les droits voisins (LDA). A ce titre, il est indispensable d'obtenir le consentement préalable de l'auteur et/ou de l'éditeur avant toute utilisation d'une oeuvre ou d'une partie d'une oeuvre ne relevant pas d'une utilisation à des fins personnelles au sens de la LDA (art. 19, al. 1 lettre a). A défaut, tout contrevenant s'expose aux sanctions prévues par cette loi. Nous déclinons toute responsabilité en la matière.

### **Copyright**

The University of Lausanne expressly draws the attention of users to the fact that all documents published in the SERVAL Archive are protected by copyright in accordance with federal law on copyright and similar rights (LDA). Accordingly it is indispensable to obtain prior consent from the author and/or publisher before any use of a work or part of a work for purposes other than personal use within the meaning of LDA (art. 19, para. 1 letter a). Failure to do so will expose offenders to the sanctions laid down by this law. We accept no liability in this respect.



UNIL | Université de Lausanne

Faculté des géosciences et de l'environnement  
Institut de géographie et durabilité

# Simulation fine des précipitations et des crues extrêmes. Application aux petits bassins versants alpins non glaciaires

Thèse de doctorat

présentée à la Faculté des géosciences et de l'environnement  
de l'Université de Lausanne

par

**Ramona Georgeta Receanu**

Ingénieure diplômée en environnement (hydraulique)

## Jury

<b>Président</b>	Prof. Eric Verrecchia Vice-doyen de la Faculté des géosciences et de l'environnement, Université de Lausanne
<b>Rapporteur</b>	Prof. Emmanuel Reynard Institut de géographie et durabilité, Université de Lausanne
<b>Directeur de thèse</b>	Dr. Jean-Michel Fallot Institut de géographie et durabilité, Université de Lausanne
<b>Co-directeur de thèse</b>	Dr. Jacques-André Hertig, Hertig & Lador SA
<b>Experts</b>	Prof. Anton Schleiss Laboratoire de construction hydraulique, École polytechnique fédérale de Lausanne  Prof. Liliana Zaharia Faculté de géographie, Université de Bucarest, Roumanie

Lausanne 2013



UNIL | Université de Lausanne  
Décanat Géosciences et de l'Environnement  
bâtiment Géopolis  
CH-1015 Lausanne

## IMPRIMATUR

Vu le rapport présenté par le jury d'examen, composé de

Président de la séance publique :	M. le Professeur Eric Verrecchia
Président du colloque :	M. le Professeur Eric Verrecchia
Co-Directeur de thèse :	M. le Docteur Jean-Michel Fallot
Co-Directeur de thèse:	M. le Docteur Jacques-André Hertig
Rapporteur :	M. le Professeur Emmanuel Reynard
Expert externe :	M. le Professeur Anton Schleiss
Experte externe :	Mme la Professeure Liliana Zaharia

Le Doyen de la Faculté des géosciences et de l'environnement autorise l'impression de la thèse de

**Madame Ramona Georgeta RECEANU**

Titulaire d'un  
*Master of Advances Studies (MAS) in Hydraulic Engineering*  
*Ecole Polytechnique Fédérale, Lausanne*

intitulée

**SIMULATION FINE DES PRECIPITATIONS ET  
DES CRUES EXTREMES**  
**Application aux petits bassins-versants alpins non glaciaires**

Lausanne, le 30 avril 2013

Pour le Doyen de la Faculté des géosciences et  
de l'environnement



Professeur Eric Verrecchia



---

# Table des matières

---

Résumé.....	xv
Abstract.....	xvii
<b>1. Introduction et présentation générale .....</b>	<b>1</b>
1.1. Motivation et objectifs de l'étude.....	1
1.2. Présentation générale de la thèse.....	4
<b>Partie I: État de la recherche et des connaissances.....</b>	<b>7</b>
<b>2. Les précipitations et crues extrêmes .....</b>	<b>9</b>
2.1. Introduction.....	9
2.2. Les précipitations atmosphériques.....	10
2.3. Les orages .....	12
2.4. Estimation des précipitations et crues extrêmes.....	16
2.4.1. Méthodes d'estimations des précipitations et crues extrêmes .....	16
2.4.2. Les méthodes PMP–PMF en Suisse .....	18
2.5. Principaux facteurs qui influencent les crues en Suisse.....	21
<b>3. La modélisation mathématique du processus pluie–débit .....</b>	<b>23</b>
3.1. Méthodes de distribution spatio-temporelle de la pluie .....	23
3.1.1. Méthodes de distribution spatiale de la pluie.....	23
3.1.2. Méthodes de distribution spatio-temporelle de la pluie .....	25
3.2. Modèles d'estimation pluie-débit .....	26
3.2.1. Historique de la modélisation pluie-débit.....	26
3.2.2. Classification des modèles hydrologiques .....	26
3.2.3. Méthodes empiriques d'estimation du débit de pointe .....	30
3.3. Conclusion .....	33
<b>Partie II: Le développement du modèle hydrologique distribué MPF.....</b>	<b>35</b>
<b>4. Distribution spatio-temporelle des précipitations .....</b>	<b>39</b>
4.1. Contexte et motivation.....	39
4.2. Modélisation spatio-temporelle des précipitations .....	40
4.2.1. Conception du modèle de distribution de la pluie .....	40
4.2.2. Résultats sur la distribution de la pluie de type PMP .....	43
4.3. Validation du modèle à l'aide des précipitations convectives .....	50
4.3.1. Contexte et motivation .....	50
4.3.2. Description de la situation étudiée .....	50

4.3.3. Simulation des précipitations convectives à partir des images radar .....	52
4.3.4. Validation du modèle MPF à partir des précipitations convectives .....	58
4.4. Conclusion .....	71
<b>5. Modélisation des écoulements d'eau de surface et en subsurface .....</b>	<b>73</b>
5.1. Contexte .....	73
5.2. Conception: modélisation de l'écoulement d'eau de surface .....	74
5.2.1. Propagation de l'eau sur le terrain .....	74
5.2.2. Régime d'écoulement .....	75
5.2.3. Calcul des volumes transférés .....	78
5.2.4. Résultats .....	79
5.3. Conception: modélisation de l'infiltration .....	80
5.4. Conception: modélisation de l'écoulement d'eau en subsurface .....	81
5.5. Résultats numériques .....	84
<b>6. Modélisation de la fonte de la neige .....</b>	<b>89</b>
6.1. Introduction .....	89
6.2. Caractéristiques physiques de la neige .....	90
6.3. Conception : modélisation de la fonte de la neige .....	91
6.4. Influence de la fonte de la neige .....	92
<b>Partie III: Application du modèle hydrologique MPF aux bassins versants suisses</b>	<b>97</b>
<b>7. Présentation des bassins versants étudiés et des données disponibles .....</b>	<b>99</b>
7.1. Introduction .....	99
7.2. Données disponibles .....	100
7.3. Description des bassins versants étudiés .....	100
<b>8. Paramétrisation du modèle .....</b>	<b>111</b>
8.1. Cas 1: Analyse individuelle de la variation de chaque paramètre. ....	111
8.2. Cas 2: Analyse des paires de paramètres .....	113
<b>9. Calibration du modèle .....</b>	<b>121</b>
9.1. Stratégie de calage des paramètres pour un bassin versant donné .....	121
9.2. Conclusion .....	128
<b>10. Validation du modèle .....</b>	<b>129</b>
10.1. Introduction .....	129
10.2. Résultats de la validation du modèle .....	129
10.3. Justification du modèle de pluie distribuée .....	135
10.4. Conclusion .....	137
<b>Partie IV: Pluies et crues extrêmes .....</b>	<b>139</b>
<b>11. Détermination de la PMP-PMF .....</b>	<b>141</b>
11.1. Calcul de la PMP en Suisse .....	141

---

11.2. Estimation de la PMF à partir de la PMP .....	146
11.2.1. Bassin versant de l'Allenbach à Adelboden.....	146
11.2.2. Bassin versant de la Sitter à Appenzell .....	148
11.2.3. Bassin versant de la Landwasser à Frauenkirch près de Davos.....	150
11.3. Comparaison des PMP avec des précipitations extrêmes estimées à partir de méthodes statistiques .....	154
11.4. Calcul de la crue de sécurité.....	157
11.4.1. Bassin versant de l'Allenbach .....	157
11.4.2. Bassin versant de la Sitter .....	159
11.4.3. Bassin versant de Landwasser .....	161
11.5. Distribution uniforme de la pluie extrême.....	162
11.6. Conclusion.....	164
<b>12. Conclusions.....</b>	<b>165</b>
12.1. Discussion et conclusions .....	165
12.2. Perspectives .....	167
12.3. Applications pratiques possibles .....	168
<b>Bibliographie .....</b>	<b>169</b>
<b>Annexes.....</b>	<b>183</b>
Annexe A. Carte géotechnique simplifiée de la Suisse .....	185
A.1. Liste des types de lithologie.....	187
A.2. Valeurs indicatives de la capacité initiale et finale d'infiltration en fonction du type de lithologie .....	188
Annexe B. L'influence des coefficients du modèle sur l'hydrogramme de crue .....	189
B.1. Influence de la largeur des cours d'eau et de la rugosité.....	189
B.2. Distribution spatio-temporelle de la pluie .....	190
Annexe C. Analyse de sensibilité pour les paramètres du modèle .....	193
Annexe D. Résultats pour d'autres bassins versants suisses.....	197
D.1. Bassin versant de l'Arnensee .....	197
D.2. Bassin versant du List .....	201
D.3. Bassin versant de Punt dal Gall.....	204
D.4. Vérification .....	206
Annexe E. Situations météorologiques pour les épisodes de crues étudiées.....	209



---

## Liste des figures

---

Figure 1. Précipitations orographiques (Fallot, 2009, modifié par Receanu, 2013).....	11
Figure 2. Précipitations convectives (Musy, 2005, modifié par Receanu, 2013).....	12
Figure 3. Précipitations frontales (Fallot, 2009, modifié Receanu, 2013).....	12
Figure 4. Nuage d'orage unicellulaire (SCGC, 2012).....	13
Figure 5. Orages multicellulaires (La climatologie, 2012, modifié par Receanu, 2013).....	13
Figure 6. Orage en ligne de grain (La climatologie, 2012, modifié par Receanu, 2013).....	14
Figure 7. Orage supercellulaire (La climatologie, 2012, modifié par Receanu, 2013).....	14
Figure 8. Supercellule LP.....	15
Figure 9. Supercellule classique.....	15
Figure 10. Supercellule HP.....	15
Figure 11. Représentation des stations pluviométriques sur l'image d'un bassin.....	23
Figure 12. Polygone du Thiessen pour une série de pluies ( $P_i$ ), sur l'image d'un bassin.....	24
Figure 13. Représentation sur l'image d'un bassin de la méthode des isohyètes.....	24
Figure 14. Parties du modèle hydrologique MPF.....	37
Figure 15. Évolution de rapport entre l'intensité de la pluie ( $P$ ) au centre du nuage et l'intensité maximale de la pluie ( $I$ ) (adimensionnel).....	42
Figure 16. Évolution spatio-temporelle du nuage (le dégradé des couleurs représente l'intensité de la pluie dans le temps (mm/h)).....	43
Figure 17. Position initiale des nuages sur le terrain pour le bassin versant de la Sitter (les nuages sont représentés par les couleurs jaune-rouge).....	43
Figure 18. Intensité de la pluie (mm/h) au-dessus du terrain, moyenne sur la période donnée pour le bassin versant de Sitter.....	44
Figure 19. Précipitations extrêmes de type PMP (mm/h) pour le bassin versant de l'Allenbach.....	45
Figure 20. Précipitations extrêmes de type PMP (mm/h) pour le bassin versant de la Sitter.....	45
Figure 21. Intensité de la pluie de type PMP (mm/h) distribuée avec les nuages pour le bassin versant de l'Allenbach.....	46
Figure 22. Carte PMP (mm/h) calculée à une résolution horizontale de 25 m pour le bassin versant de l'Allenbach.....	46
Figure 23. Intensité de la pluie de type PMP (mm/h) après l'ajustement pour le bassin versant de l'Allenbach.....	46
Figure 24. Intensité de la pluie de type PMP (mm/h) distribuée avec les nuages pour le bassin versant de la Sitter.....	46
Figure 25. Carte PMP (mm/h) calculée à une résolution horizontale de 25 m pour le bassin versant de la Sitter.....	46
Figure 26. Intensité de la pluie de type PMP (mm/h) après l'ajustement pour le bassin versant de la Sitter.....	47
Figure 27. Localisation des points (points blancs) des hyétogrammes sur le terrain (1km) pour le bassin versant de l'Allenbach.....	47
Figure 28. Localisation des points des hyétogrammes sur le terrain (25 m) pour le bassin versant de l'Allenbach.....	47
Figure 29. Hyétogrammes de la PMP (pour 3 points du bassin versant de l'Allenbach distants de 1 km avec 1 nuage).....	48
Figure 30. Hyétogrammes de la PMP (pour 3 points du bassin versant de l'Allenbach distants de 1 km avec 6 nuages).....	48
Figure 31. Hyétogrammes de la PMP (pour 3 points du bassin versant de l'Allenbach distants de 25 m avec 1 nuage).....	49
Figure 32. Hyétogrammes de la PMP (pour 3 points du bassin versant de l'Allenbach distants de 25 m avec 6 nuages).....	49
Figure 33. Rafales de vent (km/h) mesurées le 18 juillet 2005 (MétéoSuisse).....	50

Figure 34. Supercellule (en rose) au temps 15h00 .....	51
Figure 35. Supercellule (en rose) au temps 15h30 .....	51
Figure 36. Supercellule (en rose) au temps 15h50 (MétéoSuisse).....	51
Figure 37. Image de la supercellule (MétéoSuisse) vue depuis Montreux .....	51
Figure 38. Étape I : image radar de MétéoSuisse, UTC .....	52
Figure 39. Correction de l'image radar de MétéoSuisse, étape II .....	53
Figure 40. Zoom sur une zone de la Figure 39 .....	53
Figure 41. Correction de l'image radar de MétéoSuisse, étape III .....	53
Figure 42. Image radar de MétéoSuisse .....	54
Figure 43. Image radar de MétéoSuisse après les 4 étapes .....	54
Figure 44. Supercellule au-dessus du lac (15h00) .....	55
Figure 45. Supercellule en développement (16h00).....	55
Figure 46. Supercellule vers la fin de l'épisode (17:25) .....	55
Figure 47. Intensité de la pluie (mm/h), phase I du développement (deux cellules).....	56
Figure 48. Intensité de la pluie (mm/h), phase II du développement (supercellule) .....	56
Figure 49. Intensité de la pluie (mm/h), phase III du développement (splitting) .....	56
Figure 50. Intensité de la pluie (mm/h), phase IV du développement (dispersion) .....	56
Figure 51. Carte des précipitations (mm/h) reproduites à partir des images radar .....	57
Figure 52. Hyétoqramme de pluie pour les coordonnées x = 157 km et y = 105 km .....	57
Figure 53. Hyétoqramme de pluie pour les coordonnées x = 167 km et y = 115 km .....	57
Figure 54. Forme des nuages supercellulaires dans le modèle MPF.....	59
Figure 55. Points de grille du domaine du modèle météorologique APF .....	60
Figure 56. Topographie du domaine de calcul des champs de vent en Suisse par le modèle APF (dégradé des couleurs) et les points de grille du domaine en noir) .....	60
Figure 57. Champs de vent calculés par le modèle météorologique APF pour la Suisse à 100 m/sol pour un vent géostrophique de secteur 210° (les fleches roses représentent les vents et les couleurs l'altimétrie).....	62
Figure 58. Champs de vent calculés par le modèle météorologique APF pour la Suisse à 3000 m/sol pour un vent géostrophique de secteur 210° (les fleches roses représentent les vents et les couleurs l'altimétrie).....	62
Figure 59. Développement et position des nuages, étape I (la barre en couleurs représente l'intensité de la pluie en mm/h) .....	63
Figure 60. Développement des nuages étape II (la barre en couleurs représente l'intensité de la pluie en mm/h) .....	64
Figure 61. Développement des nuages étape III (la barre en couleurs représente l'intensité de la pluie en mm/h) .....	64
Figure 62. Développement des nuages (en rose) en 3 dimensions, étape I.....	65
Figure 63. Développement des nuages (en rose) en 3 dimensions, étape II.....	65
Figure 64. Développement des nuages (en rose) en 3 dimensions, étape III.....	65
Figure 65. Forme de la supercellule (contours en rose) du 18 juillet 2005 au-dessus du lac Léman .....	66
Figure 66. Évolution de la forme d'une section dans un nuage en fonction d'un coefficient de diffusion ( $D_x$ ou $D_y$ ) .....	67
Figure 67. Variation du coefficient de dissipation dans le temps.....	68
Figure 68. Superposition à trois moments de temps différents du déplacement des nuages modélisés par le modèle MPF (zones jaunes-rouges) et des images radar (contours en rose).....	68
Figure 69. Hyétoqramme de pluie – modèle des nuages [x = 508 km, y = 132 km] .....	69
Figure 70. Hyétoqramme de pluie – images radar [x = 508 km, y = 132 km] .....	69
Figure 71. Hyétoqramme de pluie – modèle des nuages [x = 530 km, y = 143 km] .....	69
Figure 72. Hyétoqramme de pluie – images radar [x=530, y=143] .....	69
Figure 73. Hyétoqramme de pluie – modèle des nuages [x = 539 km, y = 151 km] .....	70

Figure 74. Hyétogramme de pluie – images radar [x = 539 km, y = 151 km] .....	70
Figure 75. Hyétogramme de pluie – modèle des nuages [x = 569 km, y = 169 km] .....	70
Figure 76. Hyétogramme de pluie – images radar [x = 569 km, y = 169 km] .....	70
Figure 77. Photos prises après le passage de l'orage supercellulaire au-dessus du Léman le 18 juillet 2005 (MétéoSuisse, consulté le 25 sept. 2012).....	70
Figure 78. Schéma avec les processus hydrologique modélisés.....	73
Figure 79. Distribution d'eau pour une cellule de terrain.....	75
Figure 80. Rivière naturelle donnée par la topographie sur deux bassins .....	77
Figure 81. Exemple de correction de la rivière .....	77
Figure 82. Réseau des rivières pour le bassin versant de l'Allenbach.....	79
Figure 83. Influence de la largeur des cours d'eau et de la rugosité sur l'écoulement.....	80
Figure 84. Schéma du modèle MPF.....	82
Figure 85. Écoulement dans les cellules en subsurface .....	83
Figure 86. Hydrogramme de crue par vent du Nord (à gauche) et par vent du Sud (à droite) sans infiltration .....	84
Figure 87. Hydrogramme de crue par vent d'Est (à gauche) et par vent d'Ouest (à droite) sans infiltration .....	85
Figure 88. Capacité d'infiltration pour une lithologie de type 3 (sables et limons) .....	85
Figure 89. Capacité d'infiltration pour une lithologie de type 5 (graviers et sables).....	85
Figure 90. Capacité d'infiltration pour une lithologie de type 7 (gros graviers anguleux) .....	85
Figure 91. Capacité d'infiltration pour une lithologie de type 17 (schistes marneux).....	85
Figure 92. Hydrogramme de crue par vent du Nord (à gauche) et par vent du Sud (à droite) sans et avec infiltration .....	86
Figure 93. Hydrogramme de crue par vent d'Est (à gauche) et par vent d'Ouest (à droite) sans et avec infiltration .....	86
Figure 94. Effet de l'exfiltration sur l'hydrogramme de crue .....	87
Figure 95. Répartition géographique de l'accumulation de neige sur les continents (d'après Ancil et al., 2005, modifié Receanu, 2013).....	89
Figure 96. Facteurs inclus dans le modèle MPF pour la simulation de la fonte de la neige .....	91
Figure 97. Hauteur de neige pour la Suisse (SLF, 2011) .....	93
Figure 98. Début de la fonte de la neige pour le bassin versant de l'Allenbach (les zones où la neige a fondu sont en marron) .....	94
Figure 99. Fonte de la neige à la fin de la simulation pour le bassin versant de l'Allenbach (les zones où la neige a fondu sont en marron) .....	94
Figure 100. Hydrogramme de crue PMF pour un vent du Nord à droite et du Sud à gauche avec un sol saturé et une fonte de la neige.....	95
Figure 101. Hydrogramme de crue PMF pour un vent d'Est à droite et d'Ouest à gauche avec un sol saturé et une fonte de la neige.....	95
Figure 102. Hydrogramme de crue PMF pour un vent du Nord à droite et du Sud à gauche avec un sol non-saturé, une infiltration et une fonte de la neige.....	95
Figure 103. Hydrogramme de crue PMF pour un vent d'Est à droite et d'Ouest à gauche avec un sol non-saturé, une infiltration et une fonte de la neige.....	96
Figure 104. Localisation des bassins versants étudiés.....	99
Figure 105. Délimitation du bassin versant de l'Allenbach et l'altimétrie (points roses = stations de mesures des précipitations).....	101
Figure 106. Carte des pentes du bassin versant de l'Allenbach.....	102
Figure 107. Types de lithologie pour le bassin versant de l'Allenbach (Annexe A).....	103
Figure 108. Délimitation du bassin versant de la Sitter et l'altimétrie (points roses = stations de mesures des précipitations) .....	104
Figure 109. Carte des pentes du bassin versant de la Sitter .....	105
Figure 110. Types de lithologie pour le bassin versant de la Sitter .....	106
Figure 111. Délimitation du bassin versant de la Landwasser près de Davos et l'altimétrie (points roses = stations de mesures des précipitations).....	107
Figure 112. Carte des pentes du bassin versant de la Landwasser .....	108
Figure 113. Types de lithologie pour le bassin versant de la Landwasser.....	109

Figure 114. Analyse de sensibilité pour les paramètres $V_{vide}$ à gauche et $K_{Darcy}$ à droite pour le bassin versant de l'Allenbach .....	112
Figure 115. Analyse de sensibilité pour la rugosité et le coefficient de largeur des cours d'eau.....	112
Figure 116. Analyse de sensibilité pour la capacité d'infiltration initiale et finale du sol .....	112
Figure 117. Coefficients $V_{vide}$ et $K_{Darcy}$ : coefficient de Nash.....	115
Figure 118. Coefficients $V_{vide}$ et $K_{Darcy}$ : rapport des volumes .....	115
Figure 119. Coefficients $V_{vide}$ et $K_{Darcy}$ : rapport des pics.....	115
Figure 120. Coefficients $V_{vide}$ et $K_{Darcy}$ : moyenne des Figure 117 à Figure 119.....	115
Figure 121. Coefficients de rugosité du terrain et des rivières : coefficient de Nash.....	117
Figure 122. Coefficients de rugosité du terrain et des rivières : rapport des volumes.....	117
Figure 123. Coefficients de rugosité du terrain et des rivières : rapport des pics.....	117
Figure 124. Coefficients de rugosité du terrain et des rivières : moyenne des Figure 121 à Figure 123 .....	117
Figure 125. Coefficients de largeur des cours d'eau T et R : coefficient de Nash .....	118
Figure 126. Coefficients de largeur des cours d'eau T et R : rapport des volumes.....	118
Figure 127. Coefficients de largeur des cours d'eau T et R : rapport des pics .....	118
Figure 128. Coefficients de largeur des cours d'eau T et R : moyenne des Figure 124 à Figure 127..	118
Figure 129. Coefficients d'infiltration initiale (io) et finale (if): coefficient de Nash.....	119
Figure 130. Coefficients d'infiltration initiale (io) et finale (if) : rapport des volumes .....	119
Figure 131 Coefficients d'infiltration initiale (io) et finale (if): rapport des pics.....	119
Figure 132. Coefficients d'infiltration initiale (io) et finale (if) : moyenne des Figure 129 à Figure 131 .....	119
Figure 133. Hyétogramme de la pluie du 7.08.2004 pour le bassin versant de l'Allenbach (les barres bleues représentent la pluie mesurée sur dix minutes (mm/h) et les barres rouges celle interpolée sur trois minutes (mm/h)).....	122
Figure 134. Hydrogramme de la crue du 7.08.2004 (8 directions de vent) pour le bassin versant de l'Allenbach .....	123
Figure 135. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour le bassin versant de l'Allenbach le 7.08.2004 .....	124
Figure 136. Hyétogramme de la pluie du 7.06.2007 pour le bassin versant de la Sitter (les barres bleues représentent la pluie mesurée sur dix minutes (mm/h) et les barres rouges celle interpolée sur trois minutes (mm/h)).....	125
Figure 137. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour le bassin versant de la Sitter le 7.06.2007 .....	126
Figure 138. Hyétogramme de la pluie du 13.07.2008 pour le bassin versant de la Landwasser (les barres bleues représentent la pluie mesurée sur dix minutes (mm/h) et les barres rouges celle interpolée sur trois minutes (mm/h)) .....	127
Figure 139. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour le bassin versant de la Landwasser le 13.07.2007 .....	127
Figure 140. Réseau des cours d'eau (en bleu) et topographie (en brun) pour le bassin versant de l'Allenbach .....	130
Figure 141. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour le bassin versant de l'Allenbach le 24.08.2004 .....	131
Figure 142. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour le bassin versant de l'Allenbach le 14.07.2009 .....	131
Figure 143. Réseau des cours d'eau (en bleu) et topographie (en brun) pour le bassin versant de la Sitter .....	132
Figure 144. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour le bassin versant de la Sitter le 8.08.2007 .....	133
Figure 145. Intensité de la pluie (mm/h) du 23.08.2005 pour le bassin versant de la Landwasser (les barres bleues représentent la pluie mesurée sur dix minutes (mm/h) et les barres rouges celle interpolée sur trois minutes (mm/h)) .....	134
Figure 146. Réseau des cours d'eau (en bleu) et topographie (en brun) pour le bassin versant de la Landwasser .....	134
Figure 147. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour le bassin versant de la Landwasser le 23.08.2005 .....	134
Figure 148. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour le bassin versant de l'Allenbach .	136
Figure 149. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour le bassin versant de la Sitter.....	136

Figure 150. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour le bassin versant de l'Allenbach .	136
Figure 151. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour le bassin versant de la Sitter.....	136
Figure 152. Hydrogrammes de crue pour le bassin versant de l'Allenbach (à gauche) et le bassin versant de la Sitter (à droite), ( $Q_{mes}$ représente le débit mesuré, $Q_{sp}$ le débit obtenu en utilisant une pluie distribuée de manière spatio-temporelle et $Q_{moy}$ le débit obtenu à partir d'une pluie distribuée uniformément dans l'espace et dans le temps).....	137
Figure 153. Carte des précipitations maximales probables (PMP) calculées par le modèle pour une durée de 3 heures en Suisse (Hertig & Fallot, 2009).....	142
Figure 154. Carte des précipitations maximales probables (PMP) calculées par le modèle pour une durée de 24 heures en Suisse (Hertig & Fallot, 2009).....	143
Figure 155. Précipitations maximales probables (PMP) calculées par le modèle pour une durée de 24 heures et valeurs maximales journalières (24 heures) estimée pour un temps de retour de 500 ans (Prec T500 ans) en Suisse (Hertig & Fallot, 2009).....	143
Figure 156. Rapport entre PMP calculées par le modèle et valeurs cinquentennales extrapolées à partir de mesures in situ (Prec T500 ans) en Suisse (Hertig & Fallot, 2009).....	144
Figure 157. Extrait de la PMP pour le bassin versant de l'Allenbach.....	146
Figure 158. Hydrogramme de PMF pour un vent du Nord à gauche et du Sud à droite pour le bassin versant de l'Allenbach .....	147
Figure 159. Hydrogramme de PMF pour un vent d'Est à gauche et d'Ouest à droite pour le bassin versant de l'Allenbach .....	147
Figure 160. Extrait de la PMP pour le bassin versant de la Sitter .....	148
Figure 161. Hydrogramme de PMF pour un vent du Nord à gauche et du Sud à droite pour le bassin versant de la Sitter.....	149
Figure 162. Hydrogramme de PMF pour un vent d'Est à gauche et d'Ouest à droite pour le bassin versant de la Sitter.....	149
Figure 163. Extrait de la PMP pour le bassin versant de la Landwasser .....	150
Figure 164. Précipitations extrêmes PMP (mm/h, durée: 1h) pour le bassin versant de la Landwasser	151
Figure 165. Intensité de la PMP avant ajustement (mm/h) .....	151
Figure 166. Intensité de la PMP après ajustement (mm/h) .....	151
Figure 167. Hydrogramme de PMF pour un vent du Nord à gauche et du Sud à droite pour le bassin versant de la Landwasser .....	152
Figure 168. Hydrogramme de PMF pour un vent d'Est à gauche et d'Ouest à droite pour le bassin versant de la Landwasser .....	152
Figure 169. Estimation du débit de pointe de la PMF en fonction d'autres méthodes pour le bassin versant de la Landwasser .....	153
Figure 170. Précipitations horaires maximales par an mesurées de 1981 à 2010 à la station d'Adelboden .....	155
Figure 171. Précipitations horaires maximales par an mesurées de 1981 à 2010 à la station du Saentis .....	155
Figure 172. Précipitations horaires maximales par an mesurées de 1981 à 2010 à la station de Davos .....	156
Figure 173. Précipitations extrêmes (mm/h, durée:1h) pour le bassin versant de l'Allenbach .....	157
Figure 174. Nuages sans ajustement ( $t = 1$ ) .....	157
Figure 175. Nuages avec ajustement ( $t = 1$ ) .....	157
Figure 176. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de la crue de sécurité pour le bassin versant de l'Allenbach .....	158
Figure 177. Estimation du débit de pointe de la crue de sécurité à partir des plusieurs méthodes pour le bassin versant de l'Allenbach.....	158
Figure 178. Précipitations extrêmes (mm/h, durée:1h) pour le bassin versant de la Sitter.....	159
Figure 179. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de la crue de sécurité pour le bassin versant de la Sitter .....	159
Figure 180. Estimation du débit de pointe de la crue de sécurité à partir de plusieurs méthodes pour le bassin versant de la Sitter .....	160
Figure 181. Précipitations extrêmes (mm/h, durée:1h) pour le bassin versant de la Landwasser.....	161
Figure 182. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de la crue de sécurité pour le bassin versant de la Landwasser .....	161
Figure 183. Estimation du débit de pointe de la crue de sécurité en fonction de plusieurs méthodes pour le bassin versant de la Landwasser .....	162

Figure 184. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de la crue de sécurité (distribution de la pluie de manière spatio-temporelle pour un vent d'Est à gauche et uniforme à droite) pour le bassin versant de l'Allenbach .....	163
Figure 185. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de la crue de sécurité (distribution de la pluie de manière spatio-temporelle pour un vent d'Est à gauche et uniforme à droite) pour le bassin versant de la Sitter.....	163
Figure 186. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de la crue de sécurité (distribution de la pluie de manière spatio-temporelle pour un vent d'Est à gauche et uniforme à droite) pour le bassin versant de la Landwasser .....	163
Figure 187. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour un vent du Sud.....	190
Figure 188. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour un vent du Sud-Ouest.....	190
Figure 189. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour un vent d'Ouest.....	190
Figure 190. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour un vent du Nord-Ouest .....	191
Figure 191. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour un vent du Nord.....	191
Figure 192. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour un vent du Nord-Est .....	191
Figure 193. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour un vent d'Est .....	192
Figure 194. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour un vent du Sud-Est.....	192
Figure 195. Coefficients $V_{vide}$ et $K_{Darcy}$ : coefficient de Nash.....	193
Figure 196. Coefficients $V_{vide}$ et $K_{Darcy}$ : rapport des volumes .....	193
Figure 197. Coefficients $V_{vide}$ et $K_{Darcy}$ : rapport des pics.....	193
Figure 198. Coefficients $V_{vide}$ et $K_{Darcy}$ : moyenne de la Figure 195 à la Figure 197 .....	193
Figure 199. Coefficients de rugosité du terrain et des rivières : coefficient de Nash.....	194
Figure 200. Coefficients de rugosité du terrain et des rivières : rapport des volumes.....	194
Figure 201. Coefficients de rugosité du terrain et des rivières : rapport des pics.....	194
Figure 202. Coefficients de rugosité du terrain et des rivières : moyenne de la Figure 199 à la Figure 201 .....	194
Figure 203. Coefficient de largeur des cours d'eau T et R : coefficient de Nash.....	195
Figure 204. Coefficient de largeur des cours d'eau T et R : rapport des volumes .....	195
Figure 205. Coefficient de largeur des cours d'eau T et R : rapport des pics.....	195
Figure 206. Coefficient de largeur des cours d'eau T et R : moyenne de la Figure 203 à la Figure 205 .....	195
Figure 207. Bassin versant de l'Arnensee (Manifold).....	197
Figure 208. Altitudes du bassin de l'Arnensee.....	197
Figure 209. Délimitation de la surface du bassin versant de l'Arnensee (en jaune la surface du bassin, en vert la surface extérieure).....	197
Figure 210. Types des lithologies pour le bassin versant de l'Arnensee (3, 6, 7, 17, 19, 22) (barre avec les 30 classes des lithologies).....	197
Figure 211. Extrait de la carte de la PMP d'une durée d'une heure pour le bassin versant de l'Arnensee .....	198
Figure 212. Hydrogramme de crue pour un vent du Sud (écoulement en surface).....	198
Figure 213. Hydrogramme de crue pour un vent du Sud.....	198
Figure 214. Hydrogramme de crue pour un vent du Sud.....	198
Figure 215. Hydrogramme de crue pour un vent d'Est (écoulement en surface) .....	199
Figure 216. Hydrogramme de crue pour un vent d'Est .....	199
Figure 217. Hydrogramme de crue pour un vent d'Est .....	199
Figure 218. Sous-bassin correspondant à l'exutoire .....	199
Figure 219. Délimitation du lac de l'Arnensee (en bleu clair) .....	200
Figure 220. Contour du lac de l'Arnensee (en bleu clair) .....	200
Figure 221. Hydrogramme de crue pour un vent du Sud à gauche et d'Est à droite pour le bassin versant de l'Arnensee autour du lac .....	200
Figure 222. Hydrogramme de crue pour un vent du Sud à gauche et d'Est à droite pour le bassin versant de l'Arnensee autour du lac .....	200
Figure 223. Bassin versant du List (Manifold).....	201
Figure 224. Altitudes du bassin versant du List.....	201
Figure 225. Délimitation de la surface du bassin versant du List (en jaune la surface du bassin, en vert la surface extérieure) .....	201

Figure 226. Types des lithologies pour le bassin versant du List (3, 12) (barre avec les 30 classes des lithologies) .....	201
Figure 227. Extrait de la carte de la PMP d'une durée d'une heure pour le bassin versant du List .....	202
Figure 228. Lac du List et la ville de Heiden .....	202
Figure 229. Zone inondable de la ville de Heiden (en jaune) .....	202
Figure 230. Exutoire du bassin versant du List (le pic en orange) .....	202
Figure 231. Hydrogramme de crue pour un vent d'Est (écoulement en surface) .....	203
Figure 232. Hydrogramme de crue pour un vent d'Est (Trait continu: écoulement surface, tireté: avec l'écoulement en subsurface) .....	203
Figure 233. Hydrogramme de crue pour un vent d'Est (Trait continu: écoulement surface, tireté: avec la fonte de neige) .....	203
Figure 234. Bassin versant de Punt dal Gall (Manifold) .....	204
Figure 235. Délimitation du bassin versant de Punt dal Gall (MPF) ; (en jaune la surface du bassin, en vert la surface extérieure) .....	204
Figure 236. Délimitation du lac de Punt dal Gall (en jaune) .....	204
Figure 237. Contour du lac de Punt dal Gall (en noir) .....	204
Figure 238. Extrait de la carte de la PMP d'une durée d'une heure pour le bassin versant de Punt dal Gall .....	205
Figure 239. Hydrogramme de crue pour un vent du Nord (écoulement de surface) .....	205
Figure 240. Hydrogramme de crue pour un vent du Nord pour le contour de la lac (écoulement de surface) .....	205
Figure 241. Hydrogramme de crue pour un vent du Nord somme de lac (écoulement de surface) ...	205
Figure 242. Hydrogramme de crue pour un vent du Sud (écoulement de surface) .....	205
Figure 243. Hydrogramme de crue pour un vent du Sud pour le contour de la lac (écoulement de surface) .....	205
Figure 244. Hydrogramme de crue pour un vent du Sud somme de lac (écoulement de surface) .....	205
Figure 245. Estimation du débit de la PMF à partir des plusieurs méthodes pour le bassin versant de l'Arnensee .....	206
Figure 246. Estimation du débit de la PMF à partir des plusieurs méthodes pour le bassin versant de List .....	207
Figure 247. Estimation du débit de PMF à partir des plusieurs méthodes pour le bassin versant de Punt dal Gall .....	207



---

## Liste des tableaux

---

Tableau 1. Détermination des coefficients de ruissellement pour différents textures de sol .....	30
Tableau 2. Coefficients caractérisant le bassin versant selon Kürsteiner (1917).....	31
Tableau 3. Coefficients caractérisant le bassin versant selon Müller (1943).....	32
Tableau 4. Paramètres de l'équation d'advection-diffusion; premier test .....	63
Tableau 5. Les coefficients de diffusion $D_x$ et $D_y$ retenus pour la simulation des nuages: .....	67
Tableau 6. Coefficient de rugosité $n$ : .....	76
Tableau 7 Densités typiques d'une couche de neige (Ancil et al., 2005): .....	90
Tableau 8. Données pour la simulation d'une fonte rapide de la neige par une forte pluie .....	93
Tableau 9. Données pluviométriques de base pour le bassin versant de l'Allenbach .....	101
Tableau 10. Occupation du sol pour le bassin versant de l'Allenbach .....	102
Tableau 11. Description des types de lithologie sur le bassin versant de l'Allenbach .....	103
Tableau 12. Données pluviométriques de base pour le bassin versant de la Sitter.....	104
Tableau 13. Occupation du sol pour le bassin versant de la Sitter.....	105
Tableau 14. Description des types de lithologie sur le bassin versant de la Sitter .....	106
Tableau 15. Données pluviométriques de base pour le bassin versant de la Landwasser.....	107
Tableau 16. Occupation du sol, bassin versant de la Landwasser.....	108
Tableau 17. Description des types de sol sur le bassin versant de la Landwasser.....	109
Tableau 18. Classement général de performance pour le critère de Nash:.....	114
Tableau 19. Coefficients de la largeur des cours d'eau et les rugosités après calibration d'écoulement en surface intervenant dans l'équation Manning (24) pour le bassin versant de l'Allenbach. .....	123
Tableau 20. Corrélation entre le débit simulé et le débit mesuré pour le bassin versant de l'Allenbach .....	124
Tableau 21. Coefficients de la largeur des cours d'eau et les rugosités après calibration d'écoulement en surface intervenant dans l'équation de Manning (24) pour le bassin versant de la Sitter. .....	125
Tableau 22. Évaluation de la calibration du modèle pour le bassin versant de la Sitter :.....	126
Tableau 23. Coefficients de la largeur des cours d'eau et les rugosités après calibration d'écoulement en surface intervenant dans l'équation de Manning (24) pour le bassin versant de la Landwasser .....	127
Tableau 24. Évaluation de la calibration du modèle pour le bassin versant de la Sitter :.....	128
Tableau 25. Corrélation entre les valeurs observées et les valeurs simulées du débit pour le bassin versant de l'Allenbach .....	131
Tableau 26. Corrélation entre les valeurs observées et les valeurs simulées du débit pour le bassin versant de la Sitter.....	133
Tableau 27. Corrélation entre les valeurs observées et les valeurs simulées du débit pour le bassin versant de la Landwasser .....	135
Tableau 28. Intensité de la PMP (mm/h) avec une durée de la pluie d'une heure pour le bassin versant de l'Allenbach .....	146
Tableau 29. Intensité de la PMP (mm/h) avec une durée de la pluie d'une heure pour le bassin versant de de la Sitter .....	148
Tableau 30. Intensité de la PMP (mm/h) avec une durée de la pluie d'une heure pour le bassin versant de la Landwasser .....	150
Tableau 31. Intensité des précipitations horaires déterminées pour les trois périodes de retour de 50, 100 et 500 ans à partir des analyses de Gumbel.....	156



---

## Résumé

---

Les crues et les risques de débordement des barrages, notamment des digues en terre, en cas de fortes précipitations, préoccupent depuis longtemps les autorités et la population. Les études réalisées dans les dernières années ont montré que le réchauffement global du climat s'est accompagné d'une augmentation de la fréquence des fortes précipitations et des crues en Suisse et dans de nombreuses régions du globe durant le 20<sup>ème</sup> siècle. Les modèles climatiques globaux et régionaux prévoient que la fréquence des fortes précipitations devrait continuer à croître durant le 21<sup>ème</sup> siècle en Suisse et dans le monde. Cela rend les recherches actuelles sur la modélisation des pluies et des crues à une échelle fine encore plus importantes.

En Suisse, pour assurer une bonne protection sur le plan humain et économique, des cartes de précipitations maximales probables (PMP) ont été réalisées. Les PMP ont été confrontées avec les précipitations extrêmes mesurées dans les différentes régions du pays. Ces PMP sont ensuite utilisées par les modèles hydrologiques pour calculer des crues maximales probables (PMF).

Cette méthode PMP–PMF nécessite toutefois un certain nombre de précautions. Si elle est appliquée d'une manière incorrecte ou sur la base de données insuffisantes, elle peut entraîner une surestimation des débits de crue, notamment pour les grands bassins et pour les régions montagneuses entraînant des surcoûts importants. Ces problèmes résultent notamment du fait que la plupart des modèles hydrologiques répartissent les précipitations extrêmes (PMP) de manière uniforme dans le temps sur l'ensemble du bassin versant. Pour remédier ce problème, cette thèse a comme objectif principal de développer un modèle hydrologique distribué appelé MPF (Modeling Precipitation Flood) capable d'estimer la PMF de manière réaliste à partir de la PMP distribuée de manière spatio-temporelle à l'aide des nuages.

Le modèle développé MPF comprend trois parties importantes. Dans la première partie, les précipitations extrêmes calculées par un modèle météorologique à une méso-échelle avec une résolution horizontale de 2 km, sont réparties à une échelle locale (25 ou 50 m) de manière non-uniforme dans l'espace et dans le temps. La deuxième partie concerne la modélisation de l'écoulement de l'eau en surface et en subsurface en incluant l'infiltration et l'exfiltration. Et la troisième partie inclut la modélisation de la fonte des neiges, basée sur un calcul de transfert de chaleur. Le modèle MPF a été calibré sur des bassins versants alpins où les données de précipitations et du débit sont disponibles pour une période considérablement longue, qui inclut plusieurs épisodes de fortes pluies avec des débits élevés. À partir de ces épisodes, les paramètres d'entrée du modèle tels que la rugosité du sol et la largeur moyenne des cours d'eau dans le cas d'écoulement de surface ont pu être estimés. Suivant la même procédure, les paramètres utilisés dans la simulation des écoulements en subsurface sont également estimés indirectement, puisque des mesures directes de l'écoulement en subsurface et de l'exfiltration sont difficiles à obtenir.

Le modèle de distribution spatio-temporelle de la pluie a aussi été validé en utilisant les images radar avec la structure de la pluie provoquée par un nuage supercellulaire. Les hyétogrammes obtenus sur plusieurs points du terrain sont très proches de ceux enregistrés avec les images radar.

Les résultats de la validation du modèle sur les épisodes de fortes crues présentent une bonne synchronisation entre le débit simulé et le débit observé. Cette corrélation a été mesurée avec trois critères d'efficacité, qui ont tous donné des valeurs satisfaisantes. Cela montre que le modèle développé est valide et il peut être utilisé pour des épisodes extrêmes tels que la PMP.

Des simulations ont été faites sur plusieurs bassins ayant comme données d'entrée la pluie de type PMP. Des conditions variées ont été utilisées, comme la situation du sol saturé, ou non-saturé, ou la présence d'une couche de neige sur le terrain au moment de la PMP, ce qui conduit à une estimation de PMF pour des scénarios catastrophiques.

Enfin, les résultats obtenus montrent comment mieux estimer la valeur de la crue de sécurité des barrages, à partir d'une pluie extrême dix-millennale avec une période de retour de 10'000 ans.



---

## Abstract

---

Floods and dam overtopping risks, especially for earth fill dikes, during strong rainfall, preoccupy the authorities and the population since long time. Studies accomplished during the last years showed that the global warming of climate was accompanied by an increase in strong rainfall frequency and consequently in flood events in Switzerland and in numerous regions of the globe during the 20<sup>th</sup> century. The global and regional climatic models envisage that the frequency of the strong rainfall should continue growing during the 21<sup>st</sup> century in Switzerland and in the world. This makes the current research on rainfall-runoff modeling more important.

In Switzerland, in order to assure a good protection on both the human and the economic plan, maps of probable maximum precipitation (PMP) were developed. The PMP was confronted to the extreme rainfall measured in the different regions of country. This PMP is then used by the hydrological models to calculate the probable maximum flood (PMF).

This method requires however a certain number of precautions. If it is applied incorrectly or on the basis of insufficient data, it can lead to an overestimation of flood events, particularly for large basins and mountainous regions leading to significant additional costs.

These problems result in particular from the fact that most of the hydrologic models distribute the extreme rainfall (PMP) uniformly in time throughout the watershed. To address this problem, this thesis has as main goal to develop a distributed hydrological model, called MPF (Modeling Precipitation Flood) capable of estimating the PMF in a realistic way from a spatio-temporal distribution of PMP using clouds.

The developed MPF model consists of three major parts. In the first part, the extreme rainfall calculated by a meteorological model at the mesoscale with a horizontal resolution of 2 km is distributed at a local scale (25 or 50 m) in a non-uniform way in space and in time. The second part concerns the modeling of the runoff and the subsurface flow including infiltration and exfiltration. And the third part includes snowmelt modeling based on the heat transfer calculation. The MPF model was calibrated on alpine watersheds where rainfall and flow data is available for a considerably long period, which includes several episodes of heavy rainfall and flow rates. From these events, the model input parameters such as soil roughness and the average width of the river in the case of surface runoff were estimated. Following the same procedure, the parameters used in the simulation of subsurface flows are also estimated indirectly, since direct measurements of subsurface flow and exfiltration are difficult to obtain.

The model of spatiotemporal rainfall distribution has also been validated by using radar images containing the structure of the rain caused by a supercell cloud. The hyetographs obtained on several points of the terrain are very close to those recorded with radar images.

The results of the model validation on strong floods episodes show a good accordance between the simulated and observed flow. This correlation was measured with three efficiency criteria, all of which have given satisfactory values. This shows that the developed model is valid and can be used for extreme events such as the PMP.

Simulations have been made on several watersheds having the PMP rainfall as input data. Various conditions such as the situation of saturated or non-saturated soil, or the presence of a snow layer on the ground at the time of the PMP were considered, which leads to an estimate of PMF for catastrophic scenarios.

Finally, the obtained results show how to better estimate the value of the dam safety flood from a 10'000 years return period extreme precipitation.



---

## Abréviations

---

3D	Tridimensionnel
AEAI	Association des Établissements cantonaux d'Assurance Incendie
EPFL	École Polytechnique Fédérale de Lausanne
HP	High Precipitation
HYDRAM	Laboratoire d'Hydrologie et Aménagement
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
LASEN	Laboratoire des Systèmes Énergétiques
LCH	Laboratoire de Construction Hydraulique
LP	Low Precipitation
LT	Low Topped
MNT	Modèle numérique de terrain
MPF	Modeling Precipitation Flood
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NRSC	Natural Resources Conservation Service
OFEG	Office fédéral des eaux et de la géologie
OFEN	Office fédéral de l'énergie
PMF	Probable Maximum Flood
PMP	Probable Maximum Precipitation
RMSD	Root-mean-square deviation
SCGC	Storm Chaser's Guide to the Clouds
SCS	Soil Conservation Service
SLF	Institut pour l'étude de la neige et des avalanches
UTS	Coordinated Universal Time
WMO	World Meteorological Organization



---

## Remerciements

---

Depuis mon arrivée en Suisse, de nombreuses personnes ont rendu possible l'avancement de ce travail de thèse qu'il m'est aujourd'hui difficile de n'en oublier aucune. Je pris donc les personnes que j'aurais oubliées de bien vouloir m'excuse. C'est avec un enthousiasme certain que je profite de ces quelques lignes pour exprimer ma sincère gratitude envers toutes celles et ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à ce travail.

Je tiens à exprimer mes plus vifs remerciements à Jean-Michel Fallot qui fut pour moi un directeur de thèse attentif et disponible malgré ses nombreuses charges. Sa compétence, sa rigueur scientifique et sa clairvoyance m'ont beaucoup appris. Elles ont été et resteront des moteurs pour mon travail de chercheur. Je le remercie pour sa gentillesse, sa patience et ses précieux conseils.

J'adresse également de chaleureux remerciements à mon co-directeur de thèse, Jacques-André Hertig, qui a cru en mes capacités, pour le temps et la patience qu'il m'accordés tout au long de ces années tout en me fournissant d'excellentes conditions de travail et de excellentes conseils. Je garderai dans mon cœur sa générosité, sa compréhension et son efficacité. Je le remercie très sincèrement pour tout ce qu'il m'a donné.

J'exprime tous mes remerciements à l'ensemble des membres de mon jury: Madame Liliana Zaharia, Messieurs Anton Schleiss et Emmanuel Reynard. Leurs remarques pertinentes et leurs conseils précieux m'ont beaucoup aidé à améliorer la qualité de ce travail.

Mes sincères remerciements et ma gratitude vont aussi à Monsieur Eric Verrecchia pour avoir accepté de juger ce travail et d'en présider le jury de soutenance. Qu'il soit assuré de mon entière reconnaissance.

Je tiens à remercier vivement au bureau Hertig Ingénieur pour avoir financé cette thèse et mes études en Suisse. Je tiens aussi à remercier à mes collègues de ce bureau qui m'ont donné les meilleures idées dans le développement informatique et aussi aux anciens collaborateurs de Monsieur Hertig, en particulier à Agustin Brena.

Je suis très reconnaissante au Laboratoire de Constructions Hydrauliques de l'EPFL pour la mise à disposition des locaux et des infrastructures pour la réalisation de ma thèse. Je veux aussi remercier l'ensemble des collaborateurs du laboratoire de Construction Hydraulique (LCH) de m'avoir accueillie au sein de leur équipe et pour les pauses café très joyeuses.

J'aimerais également remercier à l'Institut de géographie et durabilité de l'UNIL dans son ensemble pour leur soutien au cours de la thèse.

Je tiens aussi à remercier à l'OFEV et MétéoSuisse pour la mise à disposition de données hydrologiques (débits d'eau) et climatologiques (logiciel Climap via l'IGD) pour certains épisodes étudiés, ainsi que les images radar pour l'orage supercellulaire étudié.

J'adresse également tous mes remerciements à mes amis et d'autres collaborateurs pour leur soutien, leurs conseils ou suggestions. Je veux remercier spécialement Daniela Balin pour la relecture critique de ma thèse et pour ses remarques importantes. Ensuite, je voudrais remercier aussi Javier Garcia pour les importants conseils qu'il m'a donnés durant ma thèse, puis Milad Daneshvari pour les corrections d'anglais et Giovanni de Cesare pour l'appui discret mais très efficace.

Enfin, j'ai une pensée spéciale pour mes parents qui m'ont encouragé et m'ont donné la force nécessaire pour atteindre cet objectif de ma vie et pour mon mari qui ma soutenu dans les moments difficiles de la thèse.



## 1.1. Motivation et objectifs de l'étude

La protection contre les crues est un enjeu majeur pour la Suisse. Depuis le 19<sup>ème</sup> siècle, des mesures de protection ont été prises suite à de graves inondations. Lors de la construction de grands ouvrages hydrauliques de production d'électricité, la sécurité des populations de ce pays densément peuplé a dû être assurée. Malgré ces mesures de protection, les intempéries et les inondations sont encore à l'origine de près de la moitié (49%) des dommages engendrés par les dangers naturels en Suisse, devant la grêle (34%) et les tempêtes (12%), selon les statistiques de Association des Établissements cantonaux d'Assurance Incendie pour les années 2001 à 2010 (AEAI, 2011).

La fréquence des fortes précipitations et des crues a augmenté durant la 2<sup>ème</sup> moitié du 20<sup>ème</sup> siècle en Suisse et dans de nombreuses régions du monde. En relation avec le réchauffement du climat, cette augmentation devait se poursuivre durant le 21<sup>ème</sup> siècle d'après les modèles climatiques globaux et régionaux (IPCC, 2007 ; Beniston et al., 2007). D'où l'intérêt de mener des études sur les précipitations et les crues extrêmes afin d'améliorer encore la prévision et la protection contre ces dangers naturels.

La Suisse dispose de réseaux de mesures des débits des rivières, des précipitations et des paramètres météorologiques très denses, fiables et fournissant des données de très bonne qualité, sans valeurs manquantes. Ainsi, tant sous l'aspect historique que de la résolution spatiale, les données à disposition seraient théoriquement suffisantes pour permettre une analyse statistique et fournir les crues extrêmes associées aux probabilités très faibles requises.

La détermination des crues extrêmes est basée habituellement sur l'extrapolation des données disponibles à de plus grandes périodes faite par des règles statistiques. La difficulté de cette extrapolation probabiliste a conduit dans les années 90 l'OFEG / OFEN (Office fédéral des eaux et de la géologie / Office fédéral de l'énergie), en collaboration avec trois instituts de l'EPFL (École Polytechnique Fédérale de Lausanne) de mettre sur pied le projet CRUEX. Celui-ci avait pour but d'examiner la possibilité d'adapter aux conditions suisses le concept américain de PMP-PMF (Probable Maximum Precipitation - Probable Maximum Flood).

Dans le projet CRUEX, deux modèles ont été assemblés pour calculer la PMP: un modèle à méso-échelle de vent en topographie alpine, avec un modèle de précipitations reprenant dans un premier temps la formulation de Kessler, puis celle de Caniaux. Ces modèles ont été appliqués pour le dimensionnement de plusieurs ouvrages d'évacuation des crues tant en Suisse (Mattmark, Grimsel, Oberaar, Mauvoisin, Toules, etc) qu'à l'étranger (Deriner en Turquie, Krasnodar en Russie), (Pérez & Hertig, 1998 ; Dubois & Boillat, 2000 ; Boillat & Schleiss, 2002). Ces applications ont permis de démontrer la faisabilité de la méthode PMP-PMF dans les régions montagneuses et la supériorité de la méthode dans les cas de bassins versants pour lesquels les données historiques sont lacunaires ou simplement manquantes.

Elles ont toutefois montré les limites d'utilisation des modèles classiques et la nécessité de développer un nouveau modèle de routage spatio-temporel de pluie.

Les modèles du projet CRUEX ont aussi été utilisés pour établir des cartes de précipitations extrêmes pour la Suisse. Ces cartes contiennent les volumes des précipitations extrêmes provenant de tous les secteurs pour différentes durées considérées. Les dernières cartes de précipitations extrêmes ont été établies par un modèle numérique de terrain à une échelle de 2 km pour des durées de 1, 3, 6, 9, 12, 18 et 24h (Audouard et al., 2006 ; Hertig & Fallot, 2009).

La question du routage de la PMP est en outre restée ouverte durant plusieurs années. Le principe adopté depuis toujours pour ce routage par les hydrologues consistant à admettre une saturation totale du terrain et à prendre le maximum des cartes de précipitations, aboutit à des PMF totalement irréalistes. En effet les précipitations rares sont d'une intensité telle que leur routage sans spatialisation adéquate de la réponse du sol, du sous-sol et de l'évolution temporelle des fortes pluies conduit à des crues qui sont simplement impossibles.

Pour cela, dans le cadre de cette thèse, l'objectif principal est de réaliser un modèle hydrologique remplissant toutes les conditions nécessaires pour réaliser une modélisation crédible de la PMF sur la base de la PMP.

Le modèle hydrologique a été développé en premier pour simuler des crues extrêmes dans des barrages alpins provoquées par des précipitations très intenses, mais de courte durée (PMP 1 heure). Le risque de débordement de ces barrages suite à de fortes pluies constitue un sujet de préoccupation, notamment en été et en automne quand ils sont pleins. Or, la plupart des barrages alpins se situent dans la partie supérieure des bassins couvrant des surfaces assez petites. Ces bassins sont davantage exposés à des crues torrentielles provoquées par de violents orages de courte durée qu'à des crues générées par des pluies moins intenses, mais de plus longue durée (24 heures ou plus) comme pour les grands bassins (Rhône en Valais).

Un autre but a aussi été de calculer la crue de sécurité pour ces barrages telle que définie par l'OFEN et correspondant à une période de retour de 10'000 ans.

Les objectifs de cette thèse sont donc les suivants:

- Développement d'un modèle hydrologique capable de reproduire les variations spatio-temporelles des précipitations (PMP ou mesurées) et des crues extrêmes à une échelle fine pour des bassins versants alpins.
- Introduction de nouveaux paramètres dans le modèle hydrologique en vue d'améliorer la modélisation de la structure de la pluie et des crues dans certains bassins versants, tels que la simulation des précipitations extrêmes provoquées par de gros nuages de convection supercellulaires.
- Validation de la distribution des précipitations extrêmes calculées par le modèle de pluie développé à partir des images radar.
- Réalisation d'une analyse de sensibilité sur les paramètres du modèle en vue de les calibrer.
- Validation du modèle sur des bassins versants alpins utilisant des données mesurées pour des épisodes de crues provoqués par des événements pluviométriques de forte intensité qui se produisent sur un intervalle de temps court.
- Estimation de la crue maximale probable de type PMF utilisant une pluie de type PMP à l'aide du modèle hydrologique MPF (Modeling Precipitation Flood) développé pour les bassins versants étudiés.
- Détermination de la crue de sécurité correspondant à une période de retour de 10'000 ans.

Le développement du modèle hydrologique MPF est basé sur plusieurs idées de manière à représenter un traitement complet et détaillé des phénomènes sur un bassin versant, à partir des précipitations extrêmes jusqu'à la formation de la crue.

L'idée principale consiste à réaliser un modèle hydrologique de routage spatio-temporel, n'utilisant pas de réseau de rivières, mais recourant uniquement à la pente locale de chaque cellule du modèle.

La deuxième idée concerne la nécessité de disposer d'un modèle d'écoulement en subsurface, comprenant la zone non-saturée. Cette zone proche de la surface joue un rôle considérable dans le comportement hydrologique d'un bassin. C'est dans la zone non-saturée que s'accumulent les précipitations avant la saturation. Il y a donc un volume disponible qui prélèvera une quantité d'eau aux précipitations et en réduira la crue. Par contre, durant les précipitations et surtout à la fin de celles-ci, ce volume va continuer à se vider en provoquant des exfiltrations dans le terrain ou directement dans les bords des ruisseaux et rivières. Il s'agit d'exfiltrations spatialement distribuées qui diffèrent des sources qui elles concernent les nappes phréatiques avec des volumes beaucoup plus importants.

Le volume à prendre pour le sous-sol dépend bien entendu de la nature du terrain. Toutefois la réponse de la crue permet de déduire la valeur moyenne de ce volume lorsque les coefficients hydrauliques et d'infiltration sont fixés par une carte de la géologie du sol.

La troisième idée correspond à la fonte rapide de la neige provoquée par l'arrivée de la pluie de type PMP. Ce qui nécessite la création d'une couche supplémentaire (neige) dans le modèle avec des propriétés bien spécifiques.

Pour que ce modèle hydrologique à petite maille soit en mesure de calculer une crue, il faut disposer des données de précipitations réparties dans l'espace et de manière variable dans le temps.

Les résultats des simulations numériques des précipitations de type PMP sont obtenus sur une maille régulière à 2 km (Hertig & Fallot, 2009). Il est donc nécessaire d'interpoler spatialement entre 2 km et 25 m tout en respectant les variations temporelles. Pour effectuer cette distribution spatio-temporelle, un modèle de nuages est utilisé. Les principales propriétés moyennes de ce modèle sont celles de la PMP calculée par le modèle à méso-échelle. L'intégrale des précipitations correspondant à la PMP sur tous les points du terrain dans le temps doit être égale à la PMP.

La distance entre les cellules doit respecter des règles compatibles avec la convection nuageuse, le maximum de chaque nuage ne peut pas dépasser une certaine valeur physique. La vitesse de déplacement de ces nuages peut être modifiée à partir d'un champ de vent calculé avec un autre modèle, de manière à maximiser la crue.

Il convient de relever que ce modèle de nuages ne reproduit pas de nuages physiques au sens commun, mais des « nuages numériques » qui sont des zones de précipitations au sol, sous une succession de nuages passant au-dessus d'une région. Le centre de ces précipitations se déplace lentement.

L'intensité de ces précipitations varie assez lentement dans le temps et dans l'espace. Ces variations lentes sont reproduites, comme expliqué ci-dessus, par des «nuages numériques» et non par le passage de vrais nuages au-dessus du sol (la carte de PMP a été établie, quant à elle, avec un modèle méso-météorologique reproduisant, en moyenne, les vents et les précipitations réelles).

Pour valider le modèle hydrologique MPF développé, ce dernier a été appliqué sur plusieurs bassins versants alpins suisses en utilisant des données observées. Les résultats obtenus ont été validés en tenant compte des critères d'efficacité tels que le coefficient de Nash-Sutcliffe, le rapport des volumes et le critère de bilan. Les résultats obtenus montrent une bonne corrélation entre le débit mesuré et le débit simulé, ce qui signifie que le modèle MPF est valide et performant pour reproduire des phénomènes des précipitations extrêmes de type PMP en vue d'obtenir une estimation réaliste de la PMF.

## 1.2. Présentation générale de la thèse

Ce travail de doctorat s'articule sur quatre parties principales, regroupant 12 chapitres.

**La première partie** correspond à l'état de la recherche et des connaissances. Cette partie contient deux chapitres. Le premier comporte une analyse sur les précipitations atmosphériques, les orages et les méthodes d'estimation des précipitations et crues extrêmes (chapitre 2). Ce chapitre vise à comprendre le mécanisme de formation de précipitations et ses répartitions sur le terrain pour pouvoir ensuite reproduire la structure de la pluie mesurée ou de type PMP dans le modèle développé nommé «MPF» (Modeling Precipitation Flood). Le deuxième chapitre comprend l'état des connaissances sur la modélisation mathématique du processus pluie-débit (chapitre 3).

**La deuxième partie** décrit le développement du modèle hydrologique MPF sur trois chapitres. Ce modèle se compose de 3 modules, avec un module pour la distribution spatio-temporelle de la pluie, un autre pour le routage d'eau et un dernier pour la fonte rapide de la neige.

Le chapitre 4 présente la méthode de calcul utilisée pour distribuer de manière spatio-temporelle les précipitations orographiques et convectives sur un bassin versant. Ce calcul a été réalisé à l'aide d'une équation d'advection-diffusion qui modélise le comportement spatial et temporel de plusieurs nuages (section 4.2) et validé sur des images radar (section 4.3). Ces deux sections présentent les résultats obtenus, à partir d'une pluie de type PMP ou d'une pluie provoquée par une supercellule convective.

Le chapitre 5 correspond à la conception de la modélisation des écoulements d'eau de surface et dans le sous-sol, intégrant l'infiltration et l'exfiltration. La méthode est basée sur un algorithme distribué qui calcule le volume d'eau transféré cellule par cellule sans reproduire explicitement un réseau de rivières. À chaque pas de temps, le volume transféré d'une cellule à l'autre est calculé en fonction d'une multitude de facteurs, tels que la pente, la pluie, l'infiltration et l'exfiltration, la fonte de la neige et les conditions locales (rugosité, vitesses d'écoulement).

Le chapitre 6 décrit la modélisation de la fonte de la neige, pour un cas extrême. La conception de cette partie est basée sur l'hypothèse que la neige fond peu à peu à l'intérieur de la couche et l'eau reste en grande partie prisonnière d'une matrice spongieuse. La chaleur latente nécessaire à liquéfaction de la matrice diminue et à un certain moment, juste avant la débâcle, cette matrice est si fine qu'un faible apport de chaleur (soleil ou une pluie) suffit pour la fondre et pour libérer très rapidement l'eau emprisonnée. L'apport de chaleur prise en compte dans cette partie provient de la pluie de type PMP (section 6.3). L'influence de la fonte rapide de la neige sur l'hydrogramme de type PMF est présentée dans la section 6.4.

Ces trois modules sont intégrés dans le modèle hydrologique MPF avec un minimum de variables qui ont toutes un sens physique et qui peuvent être définies facilement sur la base des données disponibles.

**La troisième partie** présente la description et les résultats obtenus pour les bassins versants étudiés dans la calibration et la validation du modèle MPF. Cette partie contient quatre chapitres :

Le chapitre 7 contient une brève description des bassins versants étudiés dans le cadre de cette thèse. Les bassins choisis sont des bassins versants alpins, sans glacier ou avec un très petit glacier, avec des surfaces différentes et ayant des données de pluie et de débit disponibles.

Le chapitre 8 présente les paramètres du modèle hydrologique MPF. Ces paramètres ont été soumis à une analyse de sensibilité afin de montrer leurs influences et leurs limites (section 8.1 et 8.2). Les résultats prouvent que les paramètres ne sont pas indépendants et que, par conséquent, cette analyse est justifiée.

Sur la base de ces deux analyses, le modèle MPF a été calibré (chapitre 9) pour les épisodes pris en compte. Les valeurs de ces paramètres sont ensuite utilisées dans la phase de validation.

Le chapitre 10 présente la validation du modèle pour d'autres épisodes de crues sur les mêmes bassins versants avec les paramètres estimés dans la phase de calibration (10.2). La section 10.3 justifie la nécessité d'utiliser une pluie distribuée de manière spatio-temporelle sur un bassin versant de petite ou moyenne taille.

La **quatrième partie** répond à l'objectif principal de la thèse, celui de disposer d'un modèle hydrologique capable d'estimer la crue maximale probable de type PMF utilisant une pluie de type PMP de manière réaliste.

La section 11.1 décrit un état de connaissances sur le calcul de la PMP en Suisse pour des différentes durées de pluie avec une résolution horizontale de 2 km. Les résultats de ces calculs sont présentés sous la forme de cartes de PMP. Dans la section 11.2 les valeurs de la carte PMP avec une durée de la pluie d'une heure sont utilisées pour estimer la PMF pour 3 bassins versants tests (Allenbach, Sitter et Landwasser). La durée de la pluie a été choisie en fonction du temps de concentration de ces bassins.

La section 11.3 correspond à une analyse statistique des précipitations mesurées sur 30 ans. Cette analyse a été nécessaire pour pouvoir estimer une valeur moyenne de la pluie associée à une période de retour de 10'000 ans utilisée pour estimer la crue de sécurité (section 11.4). La dernière section (11.5) présente une comparaison des débits obtenus sur la base d'une pluie extrême distribuée de manière spatio-temporelle et de manière uniforme.

Le chapitre 12 présente les conclusions, les perspectives et les possibilités d'application du modèle MPF et de la méthode PMP– PMF en Suisse.

Les annexes montrent d'autres résultats obtenus pendant le développement du modèle hydrologique MPF (Annexe B et Annexe C). Elles présentent également la carte géotechnique de la Suisse adaptée à une échelle de 25 m avec une description détaillée des 30 classes de sol (Annexe A), ainsi que le comportement du modèle MPF lorsqu'il a un lac ou une ville à l'exutoire (Annexe A) et les situations météorologiques des épisodes étudiés (Annexe E).



## Partie I: État de la recherche et des connaissances



### 2.1. Introduction

Les précipitations atmosphériques représentent toutes les eaux sous forme liquide ou solide qui tombent sur la surface de la terre, prenant le plus souvent naissance dans les nuages. Dans ce chapitre, nous nous sommes concentrés davantage sur les plus courantes, comme la pluie et la neige, qui sont aussi les plus importantes en termes de danger naturel.

Les études réalisées ces dernières années ont montré que le réchauffement global du climat s'est accompagné d'une intensification des précipitations (Fallot, 2010 ; IPCC, 2007) et d'une augmentation de la fréquence des fortes précipitations et des crues en Suisse et dans de nombreuses régions du globe durant la 2<sup>ème</sup> moitié du 20<sup>ème</sup> siècle (Frei et al., 2000; Fallot, 2000 ; IPCC, 2001). Cette tendance devrait se poursuivre durant le 21<sup>ème</sup> d'après les prévisions des modèles climatiques (IPCC, 2007 ; Beniston et al., 2007). Les précipitations journalières maximales par année et l'intensité moyenne des précipitations ont également augmenté durant le 20<sup>ème</sup> siècle en Suisse (Fallot, 2010 ; Fallot, 2011). Pour cela les recherches actuelles portent notamment sur la détermination des valeurs extrêmes comme la pluie maximale probable (PMP) et la crue maximale probable (PMF).

Dans le cadre de cette thèse, nous sommes intéressés à distribuer les précipitations extrêmes, de type PMP (Pluie Maximale Probable – Probable Maximum Precipitation) dans l'espace et dans le temps sur des petits bassins versants pour estimer de manière réaliste la PMF (Crue Maximale Probable – Probable Maximum Flood). Ces calculs sont nécessaires dans le cas de dimensionnement de petits ou de grands ouvrages hydrauliques comme c'est le cas des barrages en Suisse.

Les précipitations extrêmes de type PMP ont été définies dans le « Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation » (WMO, 1986 et 2009) comme suit:

« La précipitation maximale théorique pour une durée déterminée dans les conditions météorologiques modernes. Une telle précipitation est susceptible de se produire sur un certain bassin versant étudié, ou dans la zone d'une tempête de taille donnée, à un certain moment de l'année. Dans des conditions défavorables, la PMP pourrait être convertie en PMF (la crue maximale théorique). Cette information est nécessaire pour la conception d'un projet donné dans le bassin versant ciblé ».

« PMP is the theoretical maximum precipitation for a given duration under modern meteorological conditions. Such a precipitation is likely to happen over a design watershed, or a storm area of a given size, at a certain time of year. Under disadvantageous conditions, PMP could be converted into PMF – the theoretical maximum flood. This is necessary information for the design of a given project in the targeted watershed ».

La PMF a été définie par le Bureau of Reclamation (1987):

L'hydrogramme de crue d'une PMF représente les conditions d'écoulement maximales résultant de la combinaison la plus sévère des conditions hydrologiques et météorologiques considérées comme raisonnablement possibles pour le bassin versant étudié.

Plus récemment, la PMF est définie (WMO, 2009) comme suit:

« La PMF est la crue maximale théorique qui constitue une menace extrêmement grave pour la lutte contre les inondations d'un projet donné dans le bassin versant étudié. Une telle crue pourrait survenir de manière plausible dans un endroit à un moment donné de l'année dans les conditions météorologiques actuelles ».

« PMF is the theoretical maximum flood that poses extremely serious threats to the flood control of a given project in a design watershed. Such a flood could plausibly occur in a locality at a particular time of year under current meteorological conditions ».

Pour pouvoir modéliser la structure des pluies extrêmes de type PMP, le mécanisme de formation des précipitations a d'abord été analysé, puis la forme sur laquelle elles peuvent se produire.

La section 2.2 présente le mécanisme de formation et la classification des précipitations, puis la section 2.3. montre une classification des orages avec une description plus détaillée sur les supercellules. Ensuite, les deux dernières sections de ce chapitre correspondent à l'état de l'art sur l'estimation des précipitations et des crues extrêmes (section 2.4) et les principaux facteurs qui influencent les crues en Suisse (section 2.5)

## 2.2. Les précipitations atmosphériques

Les nuages à l'origine des précipitations se forment dans l'atmosphère consécutivement à la saturation de l'air et à la condensation de la vapeur d'eau en petites gouttelettes d'eau ou cristaux de glace.

Les précipitations se produisent quand les gouttelettes d'eau ou les cristaux de glace deviennent suffisamment gros pour retomber au sol et ne plus être maintenus dans les nuages par les courants ascendants. Le grossissement des gouttes de pluie peut se faire par quatre mécanismes différents (Fallot, 2009):

**Le mécanisme de coalescence** – représente le processus de croissance par association des gouttelettes. Il se fait par la collision des particules, en raison de leurs différentes vitesses de chute, des mouvements d'air turbulent et des forces d'attraction entre les particules ayant des charges électriques différentes. Ce processus mène à un accroissement rapide et à une absorption des gouttelettes entre elles, conduisant au grossissement de ces gouttelettes.

**Le mécanisme Bergeron** – favorise un grossissement des cristaux de glace présents dans les nuages au détriment des gouttelettes d'eau. Ce processus est efficace seulement si les cristaux de glace ne sont pas très nombreux et pour des températures entre  $-10^{\circ}$  et  $-30^{\circ}\text{C}$  (Fallot, 2009). Autour d'un cristal de glace, l'air est saturé à un taux d'humidité plus bas qu'autour d'une gouttelette d'eau surfondue. Suite à cette différence d'humidité, un transfert de la vapeur d'eau des gouttelettes se produit vers les cristaux. Par conséquent, les gouttelettes s'évaporent tandis qu'il y a condensation autour des cristaux. Lorsque ces derniers deviennent suffisamment gros, ils précipitent. S'ils traversent une région à température positive suffisamment épaisse (souvent à partir de 300 m dans les nuages stables) et si la durée de chute le permet, ils fondent et donnent lieu à de la pluie. Le même processus de grossissement a lieu entre deux gouttelettes à des températures différentes (la plus froide grossit au détriment de la plus chaude) (Musy, 2005).

**Le mécanisme d'agrégation**, est semblable à la coalescence mais concerne les cristaux des glaces. Les cristaux de glace s'associent entre eux et ils commencent à grossir.

**Le mécanisme d'accrétion**. Les gouttelettes d'eau grossissent en absorbant des cristaux de glace. À leur contact, elles gèlent et se transforment en flocons de neige, en grésil ou en grêle selon la température et la concentration en gouttelettes d'eau.

Les gouttes d'eau et les cristaux de glace grossissent davantage dans un air instable que dans un air stable à cause de courants ascendants plus puissants. Dans un air stable (nimbostratus, front chaud), les types de précipitations qui se développent sont : de petites gouttes de pluie (comme par exemple: bruine, crachin, pluie fine), de légères chutes de neige en hiver, des

précipitations régulières et persistantes. Par contre dans un air instable (nuages de convection, front froid), les gouttes de pluie ou les flocons de neige sont gros. Les précipitations sont intenses et irrégulières sous forme d'averses (Fallot, 2009).

Les précipitations peuvent être classées en trois types: **orographiques**, **convectives** et **frontales**.

**1. Les précipitations orographiques.** Elles résultent de la rencontre entre une masse d'air humide et une barrière topographique particulière. Par conséquent, ce type de précipitations n'est pas «spatialement mobile» et se produit souvent au niveau des massifs montagneux. Les caractéristiques des précipitations orographiques dépendent de l'altitude, de la pente et de son orientation, mais aussi de la distance séparant l'origine de la masse d'air chaud du lieu de soulèvement. En général, elles présentent une intensité et une fréquence assez régulière (Musy, 2005). La Figure 1 illustre les principes de formation des précipitations d'origine orographique.

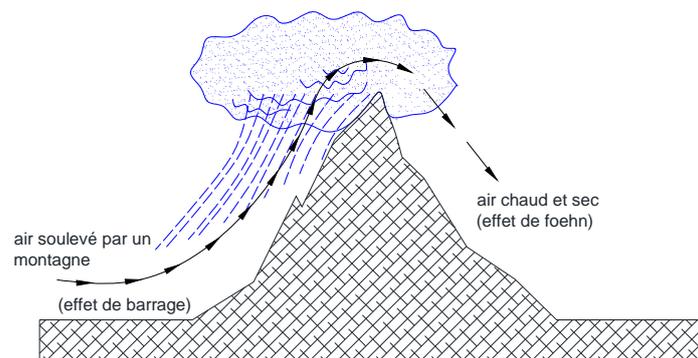


Figure 1. Précipitations orographiques (Fallot, 2009, modifié par Receanu, 2013)

Ces précipitations sont connues sous le nom de précipitations de soulagement, qui sont produites par un mouvement d'air ascendant forcé lorsqu'il rencontre une montagne. Ce mouvement ascendant refroidit l'air, ayant pour résultat une formation des nuages et des précipitations.

Ce type de précipitations a une très grande importance en Suisse, parce que l'arc alpin influence profondément la distribution de la quantité et de l'intensité des précipitations sur l'ensemble du territoire. La topographie modifie l'évolution et la trajectoire des systèmes régionaux de précipitations et provoque des effets complexes sur les processus locaux de formation de la pluie.

Les précipitations orographiques peuvent être abondantes et occasionner en Suisse des inondations importantes comme par exemple à Brigue (septembre 1993), au sud du Tessin et dans le Piémont (novembre 1994), en Valais et au Tessin (octobre 2000), au Tessin et aux Grisons (novembre 2002) et en Suisse alémanique (été 2005) (Fallot, 2009).

**2. Les précipitations convectives.** Elles dérivent de la brusque élévation de masses d'air chargées d'humidité, par la poussée d'Archimède, à cause de l'instabilité de l'air. Ces types de précipitations sont associés aux cumulus et cumulonimbus qui se forment par un développement vertical important. Les précipitations résultantes sont en général orageuses, de courte durée (moins d'une heure), de forte intensité et de faible extension spatiale. Ce type de précipitations a en moyenne une intensité de 20% supérieure aux autres types de précipitations (Goulpié, 2004). La Figure 2 illustre le mécanisme de formation des précipitations convectives (Musy, 2005).

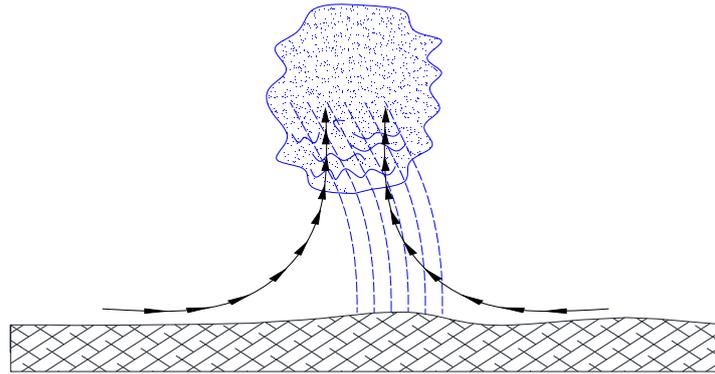


Figure 2. Précipitations convectives (Musy, 2005, modifié par Receanu, 2013)

**3. Les précipitations frontales.** Elles sont associées aux surfaces de contact entre deux masses d'air de gradient thermique vertical, d'humidité et de vitesse de déplacement différents, que l'on nomme « fronts ». Les fronts froids (une masse d'air froid pénètre dans une région chaude) créent des précipitations brèves, peu étendues et intenses. Du fait d'une pente plus faible, les fronts chauds (une masse d'air chaud pénètre dans une région occupée par une masse d'air plus froid) génèrent des précipitations longues, étendues, mais peu intenses. (Goulpié, 2004 ; Musy, 2005). La Figure 3 illustre le mécanisme des précipitations de type frontal (Fallot, 2009):

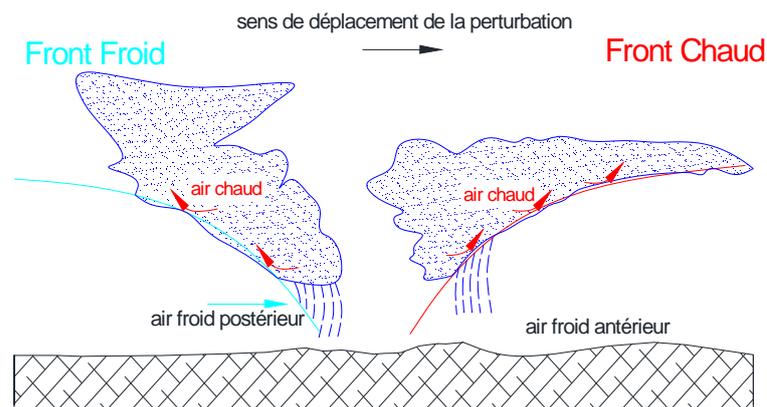


Figure 3. Précipitations frontales (Fallot, 2009, modifié Receanu, 2013)

Les précipitations extrêmes sont caractérisées par des événements pluviométriques de forte intensité qui se produisent sur un intervalle de temps court et de faible occurrence à la fois dans le temps et dans l'espace. Elles peuvent tomber sous forme d'averses ou de manière uniforme. Les premières sont caractérisées par leurs débuts et leur fin brusques et par les variations rapides et parfois brutales de l'intensité. Les deuxièmes se signalent par des changements généralement plus ou moins constants dans le temps (Malarder, 2005).

### 2.3. Les orages

Les orages sont le phénomène atmosphérique le plus extraordinaire. Ils représentent les nuages au sein desquels se produisent des décharges électriques, dont les manifestations sont les éclairs et le tonnerre. Le cumulonimbus est le nuage qui caractérise l'orage. Il est reconnaissable par sa grande extension verticale et sa forte densité. Pour qu'un tel nuage se forme, l'atmosphère doit être chaude, humide et surtout instable à cause des courants d'air ascendants provoqués par la différence de température entre l'air chaud près du sol et l'air froid en altitude.

Deux types d'orages peuvent être distingués selon leur processus de formation :

- ceux d'origine thermique (ou convective),

- ceux associés aux fronts froids.

Dans les deux cas, ils peuvent être très destructeurs. Les orages associés aux fronts froids sont les plus faciles à détecter par des photos satellites qui montrent une masse nuageuse souvent allongée et compacte. Ils sont donc plus faciles à prévoir que les orages d'origine thermique qui se forment souvent sur place (orages isolés).

Les orages peuvent être classés comme orages unicellulaires, orages multicellulaires, orages supercellulaires, ou lignes de grain.

Les **orages unicellulaires** sont constitués d'une seule cellule, qui se modifie durant l'orage et se dissipe sans former de nouvelles cellules additionnelles. Mais les véritables orages unicellulaires sont relativement rares, car même les orages les plus faibles sont constitués de plusieurs zones dans lesquelles il y a des courants ascendants (WW2010, 2012).

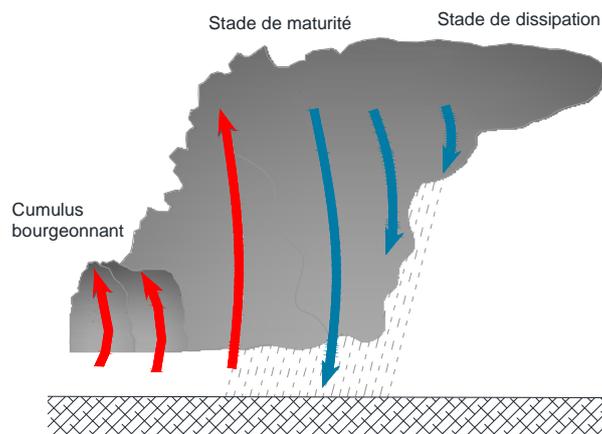


Figure 4. Nuage d'orage unicellulaire (SCGC, 2012)

Ce type d'orage peut produire de manière aléatoire de la grêle, des précipitations intenses et occasionnellement de faibles tornades.

Par contre, la majorité des orages sont constitués de plusieurs "cellules convectives", dans lesquelles l'air s'élève et qui sont reliées entre elles par d'importantes couches de nuages.

Les **orages multicellulaires** sont des orages plus puissants que les orages unicellulaires. Ils sont formés suivant un groupe de cellules qui se développe comme une entité unique, chaque cellule étant à une étape différente du cycle de vie de l'orage. La durée de vie des orages multicellulaires est de plusieurs heures et ils peuvent provoquer de la grêle, des vents violents, des inondations rapides et même des tornades isolées. La Figure 5 illustre l'évolution des orages multicellulaires.

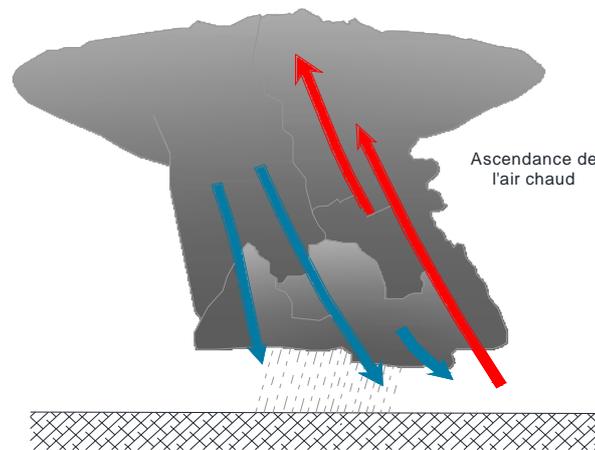


Légende : ➔ Courant descendant; ➔ Courant ascendant

Figure 5. Orages multicellulaires (La climatologie, 2012, modifié par Receanu, 2013)

Une **ligne de grain** est une ligne d'orages qui ont un système convectif (ascendance de l'air chaud) commun. Ces mécanismes d'ascendance de l'air et de courants descendants ont tendance à se produire en lignes. La pluie a refroidi l'air et lorsque le courant descendant se développe, son air froid s'élargit sous la ligne de grain: c'est le "front de rafale" qui agit

comme un mini-front froid. Cet air froid pousse l'air chaud et humide et le force à s'élever; l'orage est ainsi continuellement alimenté en énergie et en vapeur d'eau (Figure 6). Ces "lignes de grains" peuvent persister pendant de longues heures et produire de la grêle et des vents violents.

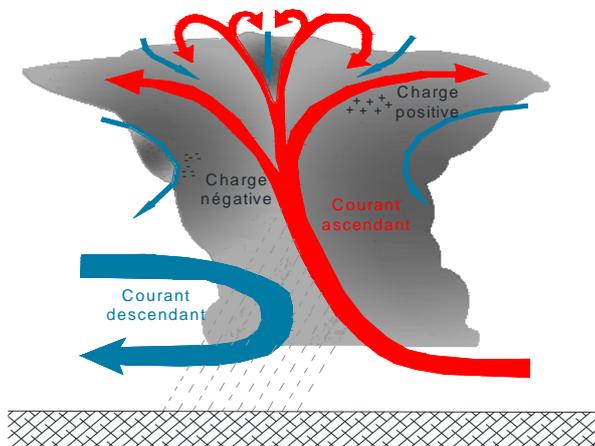


Légende :  Courant descendant;  Courant ascendant

Figure 6. Orage en ligne de grain (La climatologie, 2012, modifié par Receanu, 2013)

Les **orages supercellulaires** ont une durée de vie de plusieurs heures et ils sont connus pour leur capacité à générer des vents extrêmes et des inondations subites. 30% des orages supercellulaires produisent des tornades dans le mésocyclone (MétéoBell, 2012).

Les supercellules sont caractérisées par des orages violents possédant un courant aérien ascendant tournant profondément dans la structure de l'orage et de façon persistante. La présence d'un mésocyclone bien formé est donc nécessaire pour définir un orage supercellulaire. Le mécanisme de formation pour un tel orage est illustré dans la Figure 7 (Fondevilla, 2013).



Légende :  Courant descendant;  Courant ascendant

Figure 7. Orage supercellulaire (La climatologie, 2012, modifié par Receanu, 2013)

Les orages supercellulaires peuvent être de toutes tailles, la taille moyenne d'une supercellule typique étant de l'ordre de 30 à 60 km. Habituellement, ils produisent d'intenses chutes de grêle avec des grêlons extrêmement volumineux, des précipitations torrentielles et des vents destructeurs. Ils peuvent même engendrer la création d'une tornade.

Une supercellule est généralement isolée et indépendante d'autres orages. Plus la supercellule est isolée d'autres orages, plus elle sera destructrice. Cela favorisera sa rotation et sa production de tornades, en raison d'une forte alimentation en air humide disponible autour de la supercellule. Dans le cas contraire, quand des orages violents sont présents près de la supercellule, l'alimentation en air instable sera réduite.

Les orages supercellulaires sont classés en trois ou quatre parties selon les sources consultées. Pour plus de clarté, nous avons opté pour le second classement avec quatre parties, selon l'Observation des tornades et des orages violents (KERAUNOS, 2012).

Les quatre types connus sur les supercellules sont : LP (Low Precipitation = sèche), classique, LT (Low Topped = basse hauteur), HP (High Precipitation = humide). La Figure 8 à la Figure 10 présentent les coupes horizontales de trois types de supercellules : LP, classique et HP (d'après des schémas proposés par Dumas, 2010 ; Dahl, 2006).

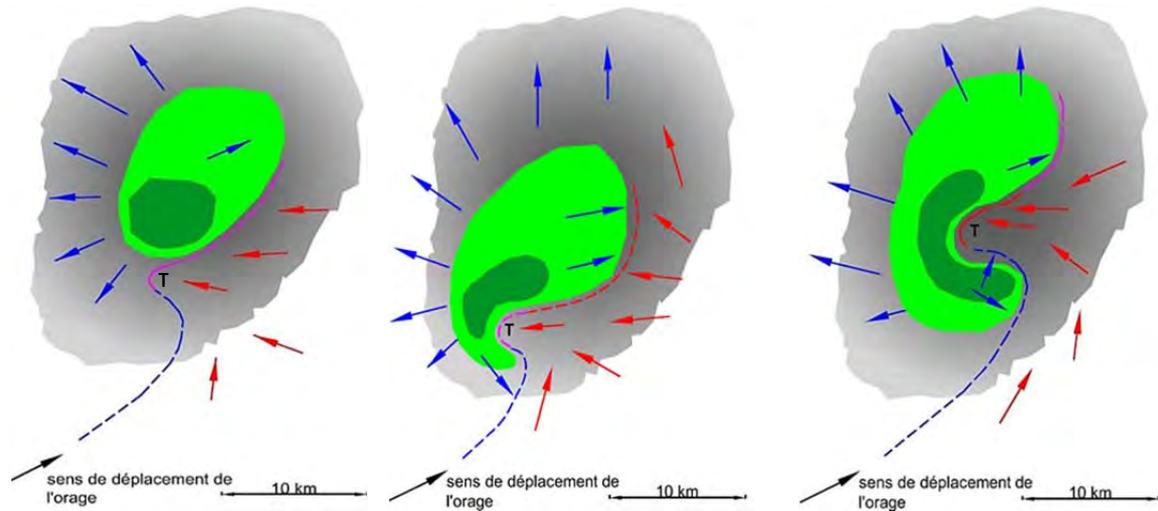


Figure 8. Supercellule LP

Figure 9. Supercellule classique

Figure 10. Supercellule HP

#### Légende des schémas :

-  Précipitations faibles à modérées
-  Fortes pluies et grêle
- T** indique la zone sujette au risque de tornade.
-  Pseudo front froid
-  Pseudo front chaud
-  Pseudo front ondulant
-  Vent au sol du courant descendant
-  Vent au sol alimentant le courant ascendant

Ces figures montrent qu'une supercellule ne produit de fortes pluies qu'au milieu de la cellule et que les précipitations sont modérées vers l'extérieur.

#### Les supercellules LP (Low Precipitation)

Ces supercellules sont aussi nommées supercellules sèches ; elles se forment dans des environnements secs et produisent peu des précipitations mais d'importantes chutes de grêlons géants. La faible humidité environnante conduit la structure de la cellule à apparaître au grand jour, sans être dissimulée par des rideaux de pluie et pour cette raison, elles sont très difficiles à repérer sur les images radar. Elles présentent un mésocyclone positionné sur le flanc sud de l'orage et une zone de précipitations assez diffuse sur le flanc nord et nord-ouest de l'orage avec un vent général du Sud-Ouest (Figure 8). La durée de vie d'une supercellule LP est courte en raison de leur formation dans un environnement sec (Knightley, 2012 ; KERAUNOS, 2012).

#### Les supercellules classiques

Ce type des supercellules présente un mésocyclone sur le flanc sud-est de l'orage et une zone de précipitations concentrée dans la partie nord et nord-ouest de l'orage avec un vent général du Sud-Ouest (Figure 9) (KERAUNOS, 2012). Elles sont souvent plus violentes que la LP et peuvent produire des tornades de très forte intensité. Elles sont plus faciles à repérer sur

les images radar grâce à l'écho de crochet (signature classique, sur un radar, de la présence d'un mésocyclone dans un orage supercellulaire) (Belgorage, 2012).

#### **Les supercellules LT (Low Topped)**

Les supercellules LT sont appelées aussi mini-supercellules et possèdent en général toutes les caractéristiques d'organisation des supercellules classique mais avec des diamètres plus petits car elles se développent dans une tropopause plus basse (moins de 10 km). Elles sont connues comme productrices de tornades, de violentes précipitations, de chutes de grêle et de rafales destructrices (KERAUNOS, 2012).

#### **Les supercellules HP (High Precipitation)**

Elles sont les plus dangereuses de toutes les supercellules, car elles peuvent apporter de très violentes précipitations sur une vaste étendue et de violentes microrafales. Elles sont caractérisées par un mésocyclone positionné davantage sur le flanc est de l'orage et par une zone de précipitations qui concerne désormais, en plus de la partie nord de l'orage, sa partie ouest et sud, ce qui conduit les précipitations à envelopper une grande partie du mésocyclone (Figure 10). Elles peuvent durer très longtemps et traverser de longues distances sans perdre d'intensité. Il est reconnu que dans les vastes plaines américaines c'est la forme supercellulaire malheureusement la plus répandue (MétéoBell, 2012).

En général, les supercellules peuvent rester à l'état de maturation pendant une période allant jusqu'à 4 heures.

## **2.4. Estimation des précipitations et crues extrêmes**

### **2.4.1. Méthodes d'estimations des précipitations et crues extrêmes**

Les précipitations extrêmes ont fait l'objet de nombreuses études pour les estimer basées sur deux approches principales : les méthodes statistiques et les méthodes déterministes.

Les valeurs des précipitations extrêmes estimées à partir des analyses **statistiques** sont effectuées sur des séries de mesures pluviométriques d'une certaine durée. Ces analyses permettent d'ajuster une courbe de régression en fonction de la fréquence d'apparition des événements dans le passé et de prévoir la probabilité d'apparition d'un événement de plus grande ampleur avec une période de retour plus longue (par exemple 500 ans) que les séries de mesures disponibles.

Les lois exponentielles ou logarithmiques de type Gumbel (Gumbel, 1958), Fréchet (Fréchet, 1927), Fisher (Mayne & Cook, 1978), loi normale, loi log-normale, la loi Pearson III (gamma incomplète) et la loi de log-Pearson II (Cunnane, 1989) sont des méthodes statistiques utilisées en météorologie pour estimer les valeurs extrêmes des précipitations à partir de séries de mesures pluviométriques d'une certaine durée.

La loi qui s'adapte le mieux pour déterminer les précipitations extrêmes en Suisse est la loi double exponentielle de Gumbel (Zeller et al., 1980; Hertig & Fallot, 2009 ; Fallot, 2011; Fallot & Hertig, 2013) (section 11.3). D'autres auteurs ont montré que la loi de Gumbel permet d'estimer efficacement les valeurs des précipitations extrêmes en Allemagne (Trömel & Schönwiese 2007) et dans le Sud-Est de la France, sauf pour les régions de la proximité de la Méditerranée où la loi de Fréchet est plus efficace (communication orale de Charles Obled le 14.02.2011 lors de la 2<sup>ème</sup> Journée de Rencontre sur les Dangers Naturels à l'Université de Lausanne ; Fallot & Hertig, 2013). En Grèce, la loi Gumbel est aussi moins performante (Livada et al., 2008).

Les lois pour estimer la crue pour une certaine probabilité d'apparition donnée (ou période de retour) sont les suivantes : la loi de Gauss ou loi normale, la loi de Galton ou loi log normale, la loi de Person III ou gamma incomplète, la loi de Gumbel ou loi double exponentielle, la loi Beta incomplète, la loi de Pearson ou la loi Béta incomplète et les lois exponentielles généralisées (ou de Fréchet, de Goodrick, de Jenkinson) (Laborde, 2007). En Suisse, trois lois sont le plus couramment utilisées ; il s'agit de la loi Person III, la loi log-Person III et la loi Gamma (OFEV - Office fédéral de l'environnement).

Les méthodes statistiques se sont constamment améliorées en hydrologie, mais certains points faibles restent encore impossibles à résoudre par ces méthodes, comme la forme entière de l'hydrogramme de crue. Cela justifie le développement de méthodes déterministes.

L'estimation des précipitations extrêmes utilisant les méthodes **déterministes** consiste à représenter par des lois analytiques les phénomènes atmosphériques responsables des précipitations et à évaluer leur volume en fonction des différents paramètres qui influencent la nature (et le modèle). Ces méthodes sont valables seulement si la modélisation des phénomènes est « réaliste » au sens où elle doit tenir compte des phénomènes prépondérants sollicités par les précipitations extrêmes et utiliser des méthodes de résolution adéquate. Certains processus ne peuvent être pris en compte par des dimensions de mailles de calculs forcément trop grossiers (Goulpié, 2004).

Parmi les méthodes déterministes, la méthode PMP (Probable Maximum Precipitation) est la plus utilisée pour calculer les précipitations maximales probables sur un bassin versant donné. Cette méthode offre une alternative intéressante aux méthodes statistiques, qui présentent des lacunes (Bérod, 1994).

Les hydrologues utilisent la PMP pour déterminer la crue maximale probable (de type PMF), qui représente l'évènement conceptuel maximal utilisé dans le dimensionnement des ouvrages hydrauliques pour une fiabilité et une sécurité maximales. Le plus souvent, la PMF est calculée dans la zone d'un barrage afin de dimensionner un déversoir de façon à minimiser le risque et le débordement.

Les méthodes déterministes PMP-PMF sont apparues pour la première fois aux États-Unis suite à plusieurs crues qui se sont produites avant les années 1930 et qui n'ont pas pu être prédites avec les méthodes existantes à cette époque. Les évacuateurs de crues étaient alors dimensionnés à partir de calculs simples et basés essentiellement sur des formules empiriques, des analyses statistiques des données de crues à disposition ou sur la prise en considération de la crue maximale historique multipliée par un facteur à déterminer (Stallings et al., 1986 ; Bérod, 1994).

L'approche la plus souvent utilisée dans la détermination des déversoirs a été l'approche statistique, mais les autres méthodes ont aussi présenté des résultats apparemment satisfaisants, jusqu'à l'apparition de catastrophes naturelles impossibles à être prédites avec ces méthodes.

Plusieurs catastrophes ont ainsi eu lieu aux États-Unis (Stallings et al., 1986). Dans un de ces cas, un débit de pointe qui était souvent autour de  $83 \text{ m}^3/\text{s}$  sur un bassin versant, a augmenté pendant une crue d'environ quatre fois en enregistrant un débit de  $317.2 \text{ m}^3/\text{s}$ . Seulement deux années plus tard, le nouveau record a été battu pendant un ouragan, menant à un débit de  $640 \text{ m}^3/\text{s}$ , soit le double du débit de pointe précédent. Cette crue a fortement endommagé tous les barrages sur la rivière.

Suite à plusieurs évènements de cette ampleur, au milieu des années 1930, la communauté scientifique commence à réaliser la nécessité de trouver une nouvelle approche pour estimer une limite raisonnable du potentiel de crue d'un bassin versant, car les méthodes existantes ont montré leur limite dans le cas de catastrophes naturelles. Cette nouvelle approche est connue comme la crue maximale probable (Probable Maximum Flood).

Dans une première étape, les méthodes développées par Sherman (l'hydrogramme unitaire) et Horton (l'effet de l'infiltration) ont été améliorées progressivement avec l'analyse des nouvelles données. Mais il restait pour les météorologues à estimer la pluie maximale raisonnablement possible sur un bassin donné, pour l'utiliser comme entrée pour ces deux méthodes (de Sherman et Horton) améliorées (Stallings et al., 1986).

Des méthodologies pour l'estimation de la pluie maximale ont été développées dans le cadre d'une collaboration entre deux organisations fédérales aux États-Unis à partir de 1936. Les limites supérieures de précipitations dans une région ont été établies en tenant compte des

causes et des quantités de précipitations qui ont eu lieu à l'intérieur et à proximité de la zone d'étude lors de tempêtes majeures (Stallings et al., 1986).

La méthode PMP-PMF suppose l'existence d'une limite physique à la quantité de précipitations susceptibles de tomber sur un bassin versant donné (WMO, 1986 et 2009; Bérod et al., 1992). Avec cette hypothèse, la crue obtenue admet également une limite supérieure. Dans ce sens, la méthode PMP-PMF s'oppose au concept de lois statistiques non bornées utilisées pour la détermination des crues avec un temps de retour de 10'000 ans et plus (Bérod et al., 1994). La méthode PMP-PMF est un outil déterministe permettant de calculer les crues maximales susceptibles de se produire sur un bassin versant.

La méthode PMP-PMF est très utilisée aux Etats-Unis (Wang & Jawed 1986), mais moins connue en Europe. Elle a été appliquée dans quelques études expérimentales comme en Grande Bretagne par l'Institute of Hydrology en 1975, en Allemagne en 1983, en Autriche en 1990, en France et en Roumanie en 1983 (Bérod et al., 1992 ; Desurosne et al., 1993).

Plus récemment, une analyse de la distribution spatiale de la PMP a été faite en Inde (Clark et al., 2002). En Italie en 2003, les résultats de la PMP ont été comparés avec une pluie extrême observée pour définir une échelle d'intensité pour les Alpes Apuanes en Toscane (Poinsatte & Cavazza, 2003). En Espagne, la PMP de 1 journée a été calculée avec une résolution spatiale fine pour la Catalogne, en utilisant des mesures de 145 pluviomètres de cette région (Casas et al., 2008). Dans le même pays, la PMP avec une durée de 5 minutes jusqu'à 30 heures a été calculée en utilisant deux méthodes de calcul qui donnent des résultats similaires. La première est une méthode physique basée sur la maximisation de l'averse et la deuxième est la méthode Hershfield (Hershfield, 1961) qui est une méthode statistique (Casas et al., 2010).

La méthodes PMP-PMF a également été appliquée en Iran pour le barrage Ostour pour vérifier la conception préliminaire de l'évacuateur de crues (Joos et al., 2005). La Suède a introduit la méthode PMP-PMF en 2007 dans la Directive suédoise pour la détermination des crues de projet pour les barrages (Bergström et al., 2007).

#### **2.4.2. Les méthodes PMP-PMF en Suisse**

Cette section présente l'estimation et l'applicabilité de la méthode PMP-PMF en Suisse. Les résultats présentés ici sont importants dans le contexte de cette thèse parce qu'ils représentent le point de départ pour beaucoup de simulations effectuées sur différents bassins versants en Suisse et qui sont présentées dans les chapitres suivants.

La méthode PMP-PMF a été étudiée dans deux grands projets de recherche. Le premier a été financé par la Commission d'encouragement à la recherche scientifique (CERS) et exécuté par l'unité Hydrologie et Aménagements (HYDRAM) de l'Institut d'Aménagement des Terres et des Eaux (IATE) de l'École Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL) en collaboration avec deux bureaux privés: Bonnard et Gardel ingénieurs conseils SA Lausanne et SA Ufficio d'ingegneria MAGGIA ingénieurs conseils à Locarno. Le but de cette recherche a été d'appliquer la méthode PMP-PMF sur deux bassins versants suisses (la Dischma aux Grisons et la Carassina au Tessin). Les résultats de cette étude ont pu mettre en évidence les problèmes et les lacunes inhérents à ces méthodes. Le projet CERS et ses résultats sont détaillés dans les publications de Delley (1992) et Deved et al., (1991).

La deuxième étude a été réalisée dans le cadre d'un grand projet de recherche soutenu pendant 10 ans par l'Office Fédéral des Eaux et de la Géologie (OFEG). Il s'agit du projet CRUEX. Son but était de développer des outils déterministes permettant une estimation de la PMF adaptée aux conditions suisses. Cette étude a été réalisée par trois instituts de recherche de l'EPFL: le LASEN (Laboratoire des Systèmes Énergétiques) pour l'analyse de la PMP, en particulier la recherche des conditions météorologiques conduisant à des précipitations extrêmes; l'HYDRAM (Laboratoire d'Hydrologie et Aménagement) pour l'aspect hydrologique des crues extrêmes – comportement du bassin versant sous de fortes précipitations (modélisations); et le LCH (Laboratoire de Construction Hydraulique) pour le développement d'outils d'acquisition et de gestion des données hydrométéorologiques et pour aborder l'aspect hydraulique des crues extrêmes.

Le développement et la méthode d'utilisation de cet ensemble de programmes s'appuient sur une approche théorique ainsi que sur plusieurs études particulières. Cette méthodologie a été appliquée en Suisse et à l'étranger. En Suisse, des études ont été faites par l'équipe CRUEX sur les bassins de Mattmark, de la Reuss, de l'Oberalp (Pérez & Hertig, 1998), de Mauvoisin et des Toules. Des bassins situés en dehors des Alpes, tels que les barrages de Deriner en Turquie et de Krasnodar en Russie, ont également été étudiés. Les résultats des simulations numériques ont été validés par des mesures des débits dans les bassins mentionnés. Une présentation plus détaillée de cette étude figure dans Dubois & Boillat (2000), Dubois & Piroton (2002), Boillat & Schleiss (2002).

Une version simplifiée de la méthode PMP-PMF a été développée en 1996. Il s'agit d'une application du modèle de précipitations sur l'ensemble de la Suisse qui a permis d'établir des cartes de précipitations extrêmes. Ces cartes ont été estimées sur la base de champs de vent calculés en 1996 et avec un modèle de pluie utilisant la formulation de Kessler (1969). Les valeurs numériques des précipitations ont été calculées avec un modèle météorologique à une résolution horizontale de 5 km pour des durées de 3 et 24 heures, utilisables dans le cadre de la « Directive Crue » de l'OFEN (Office fédéral de l'énergie). Ces cartes de PMP ont été validées sur la base des mesures météorologiques pour 300 stations en Suisse (Hertig, 1997 ; Hertig et al., 2005; Audouard et al., 2006 ; Hertig & Fallot, 2009).

Le modèle développé (au LASEN par le groupe du Dr. Hertig) pour le calcul de précipitations extrêmes a été d'abord appliqué à certains épisodes particuliers pour estimer des champs de vent et des précipitations extrêmes mesurées sur le terrain. Ce calcul a été nécessaire pour vérifier la capacité de reproduire les paramètres du modèle dans une topographie accidentée comme celle de la Suisse. Un exemple d'évènement utilisé pour calibrer le modèle est celui de septembre 1993 à Brigue (Montavon et al., 1995).

La PMP dépend des caractéristiques du relief et de la limite imposée par la physique de l'atmosphère sur les vents extrêmes et sur les précipitations. En même temps, ces facteurs dépendent de la température, de l'humidité, de la présence de masses d'air nuageuses ainsi que de la microphysique des nuages.

La méthodologie proposée pour l'établissement des cartes de précipitations extrêmes en Suisse tient compte des mécanismes de type orographique et convectif. Pour les précipitations orographiques, un modèle météorologique à méso-échelle calcule d'abord un champ de vent au-dessus de la topographie pour une situation météorologique donnée en spécifiant les conditions initiales du vent, des températures et de l'humidité de l'air. Ce champ de vent est ensuite utilisé pour résoudre les équations du modèle de pluie (Kessler, 1969) afin d'obtenir une distribution spatiale d'intensité de précipitations, à laquelle on associe ensuite une durée. Les précipitations d'origine convective ne sont pas calculées à l'aide du modèle météorologique, mais elles sont paramétrées en fonction des conditions de pentes locales, des conditions d'humidité et des échanges radiatifs à la surface selon la méthode proposée par Haiden (Haiden et al., 1991).

Le modèle choisi pour le calcul des précipitations extrêmes (PMP) est un modèle météorologique non-hydrostatique. L'estimation de la contribution orographique maximale possible associée à une durée particulière se fait en variant les conditions physiques de l'atmosphère (profil de température, direction du vent, vitesse et profil du vent, conditions d'humidité,...) de manière à maximiser l'intensité des précipitations pour la région d'intérêt, tout en gardant les valeurs des paramètres dans une gamme plausible pour la durée choisie. La difficulté essentielle de la méthodologie proposée réside dans l'estimation des valeurs plausibles que peuvent prendre les paramètres physiques pour une durée donnée.

Dans les dernières années, la puissance de calcul des ordinateurs a augmenté et les calculs des PMP ont été refaits avec des modèles semblables ayant une résolution horizontale de 2 km pour une surface de 350 x 240 km de manière à recouvrir l'ensemble de la Suisse. Ces cartes ont été refaites parce que la confrontation des premières cartes avec des mesures sur le terrain a montré qu'une résolution horizontale de 5 km ne suffisait pas pour prendre en

compte tous les effets de la topographie de la Suisse sur les précipitations extrêmes (Hertig et al., 2008 ; Hertig & Fallot, 2009).

Le modèle de calcul de précipitations extrêmes de type PMP à 2 km a été validé sur la base de mesures in situ réalisées par 300 stations pluviométriques et météorologiques suisses entre les années 1901 à 1970 ou 1987 pour des durées de 24 heures et 3 heures. Le rapport obtenu entre les précipitations extrêmes calculées avec le modèle et celles extrapolées pour un temps de retour de 500 ans à partir de mesures in situ est de respectivement 1.9 et 2.2 pour les pluies extrêmes d'une durée de 24 et 3h (section 11.1).

Les cartes de PMP établies par le bureau Hertig & Lador SA représentent les précipitations maximales possibles pour la Suisse. Elles ne sont pas associées à une probabilité ou une période de retour, en ce sens qu'elles ont été calculées à l'aide d'un modèle numérique des vents et des précipitations en maximisant les conditions de bord et les conditions physiques de la masse d'air de manière à obtenir des précipitations extrêmes. La maximisation a porté d'une part sur la vitesse du vent qui a été retenue en vitesse extrême cinquantennale, la température de la masse d'air introduite via le coefficient de génération qui correspond à une masse d'air chaud estivale et en maximisant la durée des événements. Cette maximisation porte essentiellement sur les précipitations de courte durée (1 à 3 heures). Pour le cas des précipitations de 24 heures, la maximisation a été effectuée par la prise en compte du plus grand nombre d'orages de forte intensité durant cette période de 24 heures. Les cartes présentent plusieurs caractéristiques remarquables.

D'une part, le processus de maximisation concerne essentiellement les précipitations orographiques qui sont proportionnelles à la vitesse du vent pour une masse d'air saturée, dès lors que les massifs montagneux sont soumis aux précipitations les plus fortes. Les précipitations orographiques avec un vent fort et les précipitations convectives avec un vent faible (orages) sont incluses dans la modélisation. Par contre, le maximum des précipitations convectives liées aux situations orageuses dépend d'un maximum entre l'activité convective, la vitesse du vent apportant de l'humidité et la température. Cette activité convective est limitée par la stabilité de l'atmosphère et la valeur optimale de ces pluies ne peut pas être dépassée pour une région donnée. En effet, les pluies convectives sont plus importantes dans les zones tropicales que tempérées en raison de températures de l'air plus élevées. Par conséquent, les cartes de PMP présentent une différence relative importante entre les zones exposées à de fortes précipitations convectives (Tessin et Plateau suisse) par rapport aux zones montagneuses (Préalpes, Alpes) qui subissent des précipitations orographiques abondantes dues aux hypothèses de vents forts retenues. Une deuxième propriété des cartes de PMP réside dans le fait que certains bassins versants, réputés à plus faible précipitations selon l'atlas climatique (Swisstopo, 2012), peuvent recevoir des PMP très importantes consécutivement à un débordement des masses d'air humide liées à une forte advection en altitude.

Il est donc nécessaire de tenir compte de ces propriétés dans l'interprétation du calcul des crues extrêmes (PMF) effectuées à l'aide des cartes de PMP. D'une part, il est déraisonnable de faire l'hypothèse d'un bassin saturé pour ce calcul puisque la PMP est déjà un phénomène très rare. D'autre part, pour le dimensionnement des ouvrages, la crue extrême (PMF) associée à la PMP, représente un phénomène si exceptionnel que le coût sociétal de sa prise en compte généralisée est trop important. C'est pourquoi, la directive crue de l'OFEN (OFEN/OFEG, 2002 ; OFEN, 2008) prévoit que pour le dimensionnement des ouvrages, on retiendra une crue de sécurité associée à une période de retour de 10'000 ans. Il est suggéré ici de considérer l'intensité horaire des précipitations de la carte des PMP de 3 heures pour calculer une crue de sécurité générée par des pluies extrêmes d'une durée d'une heure pour les petits bassins versant ayant un temps de concentration de l'ordre d'une heure. Une telle intensité correspond en gros à celle estimée pour des précipitations horaires avec un temps de retour de 10'000 ans à partir d'analyses statistiques effectuées sur des séries de mesures pluviométriques de 30 ans (section 11.3).

Dès lors, la PMF calculée avec la PMP est un instrument d'aide à la décision qui permet au propriétaire de l'ouvrage et à l'autorité de contrôle d'évaluer le risque résiduel et les

conséquences d'une crue aussi exceptionnelle sur une durée faible d'événement. On peut souvent tolérer un débordement par le couronnement avec affouillement en pied de barrage pour des quantités d'eau aussi importantes mais de courte durée. Il s'agit également d'évaluer les conséquences en aval d'un phénomène aussi rare.

Dans le chapitre 11, la méthode de calcul pour la PMP en Suisse est présentée en détail. Dans le même chapitre, les résultats de la PMF et de la crue de sécurité sont montrés pour trois bassins versants, calculés avec le modèle hydrologique MPF. Le relief varié de la Suisse mène à plusieurs types de crues possibles, comme discuté dans la section suivante.

## 2.5. Principaux facteurs qui influencent les crues en Suisse

Les crues sont influencées par des facteurs climatiques et les caractéristiques topographiques et géologiques du bassin. En fonction de ces facteurs, les crues sont différentes d'un bassin versant à l'autre à cause du temps de réaction du bassin.

Les principaux facteurs climatiques conduisant à la formation des crues sont :

- l'intensité et la durée des précipitations,
- les types de précipitations et d'orage.

En Suisse, les crues peuvent être provoquées par de fortes précipitations qui sont soit courtes et intenses, associées à des orages, soit moins intenses et d'une durée de plusieurs jours, associées à des systèmes météorologiques stationnaires (dépressions, fronts).

Les précipitations de courte durée (une ou quelques heures) considérées comme productrices de grandes intensités (40-90 mm par heure, variant d'une région à l'autre) (OFEG, 2003b) sont provoquées par des orages d'été et se limitent à leur passage. Ces événements extrêmes conduisent au débordement des petits cours d'eau et provoquent des crues importantes sur les petits bassins versants.

Les précipitations de longue durée (un à quelques jours) sont caractérisées par contre par des intensités moins grandes (100-400 mm par jour) (OFEG, 2003b), mais leur persistance extrême conduit à des crues provoquées par le débordement des grands cours d'eau et des lacs. Ces événements peuvent se produire toute l'année.

Les facteurs topographiques influencent la formation des crues surtout en Suisse, un pays avec un relief diversifié. Les facteurs dominants agissant sur l'hydrogramme de crue sont (Gray et Wigham, 1972):

- la dimension et la forme du bassin versant,
- la pente du terrain qui limite les vallées,
- la pente du cours d'eau principal.

La dimension d'un bassin versant influence surtout la forme de l'hydrogramme. Il a été montré que pour un excédent de pluie donné, le débit de pointe diminue avec la superficie du bassin versant (Gray et Wigham, 1972 ; Musy, 2005).

La forme du bassin détermine le taux d'écoulement vers le cours d'eau principal à mesure qu'il s'approche de l'exutoire (Gray et Wigham, 1972). Elle détermine la période de montée du débit de pointe. Pour une même pluie, une forme allongée conduit à un faible débit de pointe, à cause des temps d'acheminement de l'eau à l'exutoire plus importants (Musy, 2005). Par contre, une forme semi-circulaire atteindra le maximum du débit plus rapidement car l'écoulement converge de tous les points vers l'exutoire.

La pente est également un facteur très important sur un bassin, car elle influence le débit de pointe lors d'une averse. La pente générale est reliée au phénomène du ruissellement par son influence sur l'infiltration, la teneur du sol en eau et le couvert végétal. Sur l'hydrogramme de crue, la pente affecte le temps de concentration du bassin.

Les facteurs géologiques influencent l'écoulement souterrain et l'écoulement de surface vers un cours d'eau.

Les bassins versants peuvent réagir très différemment dans le cas de fortes pluies. Les tests réalisés sur différents bassins versants ont montré que ceux-ci réagissent de façon très variable surtout à cause de la différence dans la capacité de stockage d'eau. Les cours d'eau se forment plus rapidement sur les surfaces avec une faible capacité de stockage que pour les zones avec une forte capacité de stockage. Par exemple, la capacité d'infiltration sera fortement réduite pour un terrain constitué en grande partie d'argile ou de moraine comparativement à un terrain composé de grès ou de sables (Balin, 2004).

En fonction de ces types de réactions, un bassin versant peut être divisé en parcelles correspondant au même type de réaction, en utilisant des cartes géologiques et pédologiques, mais aussi des études réalisées sur le terrain. Ensuite, il est possible de déduire comment et à quels types d'évènements pluviométriques le bassin versant va réagir.

En Suisse, plusieurs expériences ont été faites en utilisant des données de pluie artificielles pour pouvoir mieux expliquer la genèse et l'ampleur prise par certaines crues (OFEG, 2003b). Par exemple pour le bassin versant du Rhin Postérieur (Hinterrhein), les fortes crues ne peuvent apparaître qu'après qu'une lame d'eau d'au moins 60 mm ait préalablement humidifié le sol. Les hydrogrammes correspondant à d'importants évènements sont caractérisés par une montée lente durant la phase d'humidification progressive du sol et ensuite par des pointes brèves et intenses. Les caractéristiques du bassin versant de l'Aach favorisent un écoulement retardé ; pour cette raison, les précipitations de longue durée produisent de fortes crues.

Sur d'autres bassins versants, les parcelles à réaction rapide peuvent être dispersées. Le bassin versant de la Saltina (Simplon) est de ce type. Pour qu'il produise de grandes crues, les précipitations doivent être abondantes avec une longue durée. Une averse orageuse, d'extension limitée dans l'espace et dans le temps, ne peut pas atteindre uniformément ces parcelles et seule une intensité suffisante des pluies peut provoquer des crues importantes.

Les bassins versants de l'Allenbach et de Brunngraben (Soleure) réagissent immédiatement à la formation de l'écoulement à cause des zones à faible capacité de stockage. Les grandes crues sur ces bassins sont provoquées par des pluies orageuses estivales de courte durée.

Sur la base de ces exemples, on voit que la durée de la pluie nécessaire pour mener à une crue est directement liée avec la réaction du bassin à l'écoulement. Pour certains bassins versants, les rivières et les lacs commencent à déborder seulement si la pluie persiste pendant plusieurs jours, le temps nécessaire pour une humidification progressive du sol. Par contre, pour les bassins versants de petite taille, une violente pluie d'orage peut suffire pour déclencher une catastrophe.

Dans le cadre de cette thèse, nous sommes intéressés à estimer la PMF et la crue de sécurité pour les bassins versants qui ont un temps de réaction rapide comme par exemple celui de l'Allenbach, car la plupart des barrages alpins se situent dans des bassins versants de ce type.

## 3.1. Méthodes de distribution spatio-temporelle de la pluie

### 3.1.1. Méthodes de distribution spatiale de la pluie

Ce chapitre présente quelques méthodes utilisées pour distribuer la pluie sur un bassin versant. La distribution de la pluie peut être faite de manière spatiale ou spatio-temporelle sur un bassin versant. Les méthodes les plus usuelles sont celles basées sur des calculs des moyennes arithmétiques ou moyennes pondérées, comme celles présentées ci-dessous. Avec ces méthodes, il est possible de calculer la pluie moyenne sur un bassin versant à partir de données ponctuelles obtenues par plusieurs stations pluviométriques sur le bassin étudié ou à proximité. Le choix de la méthode de calcul dépend du nombre de données disponibles sur le bassin versant étudié. En utilisant une de ces méthodes, il est possible d'obtenir une structure de la pluie distribuée dans l'espace et uniforme dans le temps. Les méthodes traditionnelles d'interpolation sont les suivantes (Musy, 2005):

#### La méthode de la moyenne arithmétique

La méthode de la moyenne arithmétique s'applique seulement si les stations de mesures sont uniformément distribuées et si le relief du bassin est homogène. L'équation des précipitations moyennes sur le bassin est la suivante :

$$\bar{P} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N P_i \quad (1)$$

où : n est le nombre de stations de mesure et  $P_i$  correspond aux précipitations à la station i.

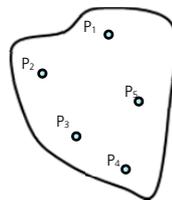


Figure 11. Représentation des stations pluviométriques sur l'image d'un bassin

$$\bar{P} = (P_1 + P_2 + P_3 + \dots + P_n)/n \quad (2)$$

Cette méthode consiste à calculer la moyenne arithmétique des valeurs des précipitations mesurées par les stations prises en compte.

#### La méthode de polygone de Thiessen

La méthode de polygone de Thiessen permet de calculer les précipitations moyennes pondérées sur un bassin versant. Cette méthode attribue à chaque pluviomètre une zone d'influence dont la surface représente le facteur de pondération des valeurs mesurées. Ces

zones d'influence ont des bords polygonaux. Chaque côté du polygone est construit à partir de la médiatrice des segments qui joignent les positions des pluviomètres.

L'équation des précipitations moyennes sur le bassin est la suivante :

$$\bar{P} = \sum_{i=1}^N \frac{S_i \cdot P_i}{A} \quad (3)$$

où :  $\bar{P}$  correspond aux précipitations moyennes sur le bassin;  $S$  représente la surface totale du bassin;  $P_i$  correspond aux précipitations à la station  $i$  et  $S_i$  représente les superficies du polygone associées à la station  $i$ .

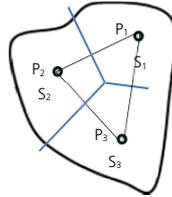


Figure 12. Polygone du Thiessen pour une série de pluies ( $P_i$ ), sur l'image d'un bassin.

### La méthode des isohyètes

Les isohyètes sont des contours de même pluviosité; donc, on suppose que la pluie est connue en tous points de l'espace. Ces contours sont tracés typiquement à partir des altitudes, car la pluie est influencée par l'altitude. La valeur de la pluie entre deux isohyètes est la moyenne des valeurs mesurées entre les deux niveaux d'élévation.

$$\bar{P} = \sum_{i=1}^N \frac{S_i}{S} \cdot \bar{P}_i \quad (4)$$

où:  $\bar{P}_i$  correspond aux précipitations moyenne entre deux courbes;  $S_i$  représente la superficie entre les contours et  $S$  la superficie du bassin entier.

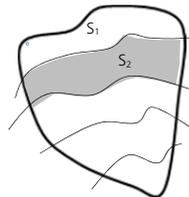


Figure 13. Représentation sur l'image d'un bassin de la méthode des isohyètes

### Les méthodes modernes d'interpolation

Ces méthodes sont l'interpolation optimale de Gandin, l'interpolation par Krigeage et l'interpolation par fonction spline (Laborde, 2007).

La méthode d'interpolation de Gandin permet de reconstituer la valeur des précipitations dans un point non observé à partir de plusieurs observations distribuées sur le terrain, en passant par une fonction de corrélation. Cette fonction de corrélation est calée sur des fonctions de type sphérique, exponentiel ou une fonction d'oscillations amorties. Une fois les paramètres de cette fonction estimés, les valeurs des précipitations peuvent être déterminées pour tout le bassin.

Le Krigeage est une méthode d'interpolation spatiale statistique basée sur le calcul, l'interprétation et la modélisation du variogramme. Le variogramme est un outil pour analyser le comportement spatial d'une variable définie sur une surface et se base sur l'estimation de la variance de cette variable en fonction de la distance entre les points où des observations sont disponibles.

La méthode d'interpolation par fonction spline offre des interpolations lisses, en permettant aussi de quantifier l'erreur d'approximation. La spline est une courbe avec une interprétation

physique. Elle représente la forme adoptée par une règle métallique flexible pour minimiser l'énergie de flexion quand elle est déformée en plusieurs points d'appui. Ce concept peut être étendu à des surfaces en deux dimensions. L'interpolation par spline est une interpolation exacte car elle passe par tous les points d'observation.

### 3.1.2. Méthodes de distribution spatio-temporelle de la pluie

À partir de 1970, des recherches ont été orientées vers la description des champs de précipitations dans l'espace et leurs déplacements dans le temps. Ces recherches ont été réalisées pour des échelles différentes (Bras & Rodriguez-Iturbe, (1976), Waymire & Gupta, (1981), Sivapalan & Wood, (1987), cite par Willems, 2001, Smith et al., 1994) et elles essaient de décrire l'organisation d'un champ de précipitations dans des cellules de pluie. Une cellule individuelle de pluie représente un élément individuel de la structure d'un ensemble de précipitations dans l'espace qui se déplace avec une vitesse presque identique (Willems, 2001).

La majorité de ces études traitent des événements sur de larges bassins hydrographiques. Par contre, il existe peu de recherches sur des petits bassins ou des environnements urbains, là où la description précise des cellules et des ensembles de cellules de pluie est importante (Willems, 2001). Ce manque de recherches résulte d'un manque de données observées disponibles à cette échelle, car il est nécessaire d'avoir un réseau dense des pluviomètres qui observe un même événement.

La structure de la pluie a encore été étudiée par Luyckx et al., (1998), Willems & Berlsmont (1998) et Willems (2001). Elle inclut deux éléments importants, il s'agit de la forme de la cellule qui modélise la distribution de la pluie et le transfert dans le temps des précipitations.

Jinno et al., (1993) présentent un modèle de distribution et de mouvement de la cellule utilisant une équation d'advection-diffusion (équation (12)) en deux dimensions. Le but est de modéliser la pluie sur une petite échelle et sur des intervalles de temps courts (minutes). Les auteurs précisent aussi que ce modèle ne représente pas le comportement de l'air convectif, mais il est juste une description mathématique de l'évolution spatiale et temporelle de l'intensité de la pluie observée au niveau du terrain. Ils utilisent les données collectées sur la surface de la ville de Lund en Suède par 12 pluviomètres et avec une résolution temporelle de 1 minute.

Luyckx et al., (1998) ont aussi choisi une distribution gaussienne pour montrer la distribution dans l'espace des précipitations rencontrées dans une cellule de pluie.

Le modèle d'advection-diffusion a été utilisé plus tard par Kawamura et al., (1997) sous une forme lagrangienne et en appliquant une double expansion Fourier. Le modèle développé a été appliqué sur 10 événements dans le sud de la Suède. Il a été montré que le modèle répond bien à des variations rapides dans l'espace et dans le temps, ayant une très bonne corrélation entre les résultats simulés et ceux observés.

Breña (2007) utilise la solution analytique de l'équation d'advection-diffusion, résolue par Brutsaert (1974), représentée par une distribution gaussienne pour distribuer la pluie de manière spatio-temporelle, mais il ajoute un terme stochastique dans la vitesse de déplacement de la cellule, pour une représentation plus réaliste du mouvement du nuage.

La même solution gaussienne de l'équation d'advection-diffusion a aussi été utilisée par Willems (2001) qui analyse un réseau de 12 pluviomètres distribués sur la surface de la ville d'Anvers en Belgique. Il utilise ces données pour construire et calibrer un modèle statistique des ensembles de cellules de pluie. Ensuite, ce modèle est utilisé comme un générateur de pluies aléatoires.

Cette thèse présente une distribution de la pluie dans l'espace et dans le temps en partant de l'équation d'advection-diffusion proposée par Jinno et al., (1993). L'approche développée est détaillée dans le chapitre 4.2. Nos contributions principales sont l'utilisation des bassins versants avec une topographie accidentée, l'ajout d'un vecteur de vitesse décomposé sur les directions  $x$  et  $y$ , qui permet l'utilisation d'un champ de vent comme entrée dans le modèle,

mais aussi la calibration du modèle avec des images radar dans le cas des orages supercellulaires (Receanu et al., 2009, 2010a, 2010b, 2012a, 2012b).

## 3.2. Modèles d'estimation pluie-débit

### 3.2.1. Historique de la modélisation pluie-débit

Un modèle hydrologique est défini comme un ensemble d'équations mathématiques représentant l'état d'un bassin versant et l'évolution du cycle de l'eau par rapport à des conditions météorologiques spécifiques. Il peut être caractérisé par les éléments suivants: la géométrie du système (bassin versant), les équations décrivant les processus, l'état initial et les conditions aux limites du système, les entrées dans le système et les sorties.

À partir du 17<sup>ème</sup> siècle, les scientifiques ont essayé de développer des modèles hydrologiques qui ont été au début très simples, basés seulement sur les relations obtenues à partir des mesures in situ. Perreault en 1674 présente une première relation fonctionnelle entre la pluie et le débit comme suit :  $Q = P/6$ . Cette relation a été déduite de mesures annuelles des pluies et des débits sur la Seine à Paris (Linsley, 1982 dans Mishra & Singh, 2003). Ce concept est encore utilisé en hydrologie pour des estimations simples des débits (Mishra & Singh, 2003).

Un travail important sur la modélisation pluie-débit a été fait durant la première moitié de 20<sup>ème</sup> siècle (Džubáková, 2010). Un exemple est la méthode de l'hydrogramme unitaire élaboré en 1932 par Sherman, suivie par la méthode développée par Horton en 1933 (Vijay et al., 2002).

La période 1940–1950, qui comprend la Deuxième Guerre mondiale correspond à une étape calme de repos et de consolidations, d'après Mishra & Singh (2003).

Les années 60 ont favorisé une nouvelle accélération du développement des modèles concernant les relations pluie-débit. Cette accélération a été provoquée par l'augmentation de la puissance des ordinateurs. Les nouvelles disponibilités ont conduit au développement des premiers modèles hydrologiques capables de simuler en continu les processus de la transformation pluie-débit (Sharma et al., 2008).

Dans le même temps, des modèles conceptuels ont été développés, le premier par Crawford et Linsley en 1966. Ce modèle appelé « Stanford Watershed Model » a été le premier utilisé pour la modélisation de l'ensemble du cycle hydrologique (Singh & Frevert, 2006). Il a été transformé après 40 ans d'évolution en « Hydrological Simulation Program FORTRAN (HSPF) » (Donigian & Imhoff, 2006).

Grâce aux progrès dans le domaine informatique, les modèles hydrologiques à base physique se sont développés dans les années 1970-1980 (Vijay et al., 2002). Parmi ces modèles les plus récents, on peut citer : Storm Water Management Model (SWMM), Precipitation-Runoff Modelling System (PRMS), National Weather Service (NWS) River Forecast System, Streamflow Synthesis and Reservoir Regulation (SSARR), Système Hydrologique Européen (SHE), TOPMODEL, Institute of Hydrology Distributed Model (IHDM) (Singh & Frevert, 2006), Routing System II (García et al., 2007).

Les sous-sections suivantes présentent une classification de ces modèles en fonction de différents auteurs et quelques méthodes empiriques pour estimer le débit de pointe.

### 3.2.2. Classification des modèles hydrologiques

Depuis l'apparition de la modélisation hydrologique, plusieurs modèles ont été développés en fonction des objectifs des études et sur la base de différents choix d'élaborations de manière à obtenir des résultats proches de la réalité. La classification présentée tient compte de plusieurs auteurs qui ont groupé les modèles dans des classes en fonction de la représentation spatiale, de l'approche temporelle et des processus hydrologiques décrits (Singh, 1995 ; Payraudeau, 2002).

Perrin (2000) présente une classification simple divisant les modèles hydrologiques en trois types principaux selon leur représentation du bassin versant, liée à des paramètres de

description physique du bassin. Les trois types identifiés sont les modèles empiriques ou « boîte noire », les modèles conceptuels et les modèles physiques.

Une autre classification a été proposée par Beckers & Degré (2010) présentant les modèles comme : empiriques ou « boîte noire », conceptuels empiriques ou « boîte grise », conceptuels à base physique et les modèles physiques. Un modèle conceptuel de type « boîte grise » est un modèle stochastique qui décrit uniquement les relations les plus importantes de la théorie déterministe (Dauphin, 1998).

Les lignes suivantes présentent une classification réalisée à partir des nombreuses synthèses bibliographiques faites sur le sujet (Chow, 1988; Singh, 1995; Refsgaard & Storm, 1995 et 1996; Ambroise 1999 ; Perrin, 2000; Indarto, 2002 ; Gutierrez Lopez, 2003 ; Todini, 2007 ; Fouchier, 2010, Beckers & Degré, 2010). Cette classification subdivise les modèles hydrologiques en quatre catégories, selon la répartition spatiale, la répartition temporelle, en fonction de l'objet d'étude et en fonction de la représentation des processus hydrologiques.

#### a) Classification des modèles hydrologiques selon **la représentation spatiale**

Conformément à cette catégorie, les modèles hydrologiques peuvent être globaux, distribués et semi-distribués.

**Les modèles globaux** considèrent le bassin comme une seule entité (aucune subdivision). Les entrées et les sorties sont reliées par des relations empiriques sans chercher à se rapprocher d'une loi physique. Les caractéristiques physiques et les grandeurs météorologiques sont considérées uniformes à l'échelle du bassin versant assimilé à une unité ponctuelle (Fouchier, 2010). Les calculs sont réalisés à partir des valeurs moyennes (pluie moyenne) applicables à tout le bassin versant. La variabilité spatiale de la topographie, de l'occupation du sol, de la météorologie et des types des sols n'est pas considérée. Le débit est représenté seulement à l'exutoire du bassin car le réseau hydrographique n'est pas représenté. Wendling et Bourqui ont réalisé des recherches pour introduire une représentation de la variabilité dans le modèle TOPMODEL (Wendling, 1992), GR4H et GR4J (Bourqui, 2008) et ils ont montré qu'il n'y avait pas de gain de modélisation suite à la prise en compte de cette variabilité; ces modèles globaux n'apparaissent donc pas pénalisés par l'utilisation d'une pluie moyenne de bassin (Fouchier, 2010). D'autres exemples de modèles globaux trouvés dans la littérature sont le modèle de type GR (Edijatno & Michel, 1989), le modèle HEC (Hydrology Engineering Center, 1998) et le modèle PDM Probability Distributed Moisture (Moore, 2007). Un modèle global est défini comme une « boîte noire », d'après Beckers & Degré (2010).

**Les modèles distribués** considèrent le bassin versant divisé en parcelles (sous bassin ou grille). Les caractéristiques du bassin et la météorologie sont supposées hétérogènes sur le bassin. Les calculs sont réalisés avec des valeurs moyennes à chaque parcelle. Ce type de modèle prend explicitement en compte les variabilités spatiales des processus, des variables d'entrées, des conditions aux limites et des caractéristiques du bassin versant. Les débits sont simulés à chaque tronçon du réseau hydrographique.

Le volume de données nécessaires pour l'implémentation d'un modèle de ce type est trop important et dépasse en général les données disponibles sur le bassin d'application. Un modèle de type distribué devient peu opérationnel quand il n'a pas suffisamment de données, mais quand elles existent, les études faites ont montré que ces modèles peuvent offrir des avantages, comme par exemple mieux reproduire la variabilité spatio-temporelle des composantes du cycle de l'eau. Ils permettent d'étudier les conséquences d'un changement d'échelle (Ogunkopa & Jenkins, 1993). Ils permettent d'aborder la question de l'évolution du système ou d'étudier l'effet de la variabilité spatiale des entrées et des sorties. Comme exemple de ce type de modèle, on peut mentionner le modèle SHE Système Hydrologique Européen (DHI, 2012 ; Refsgaard et Storm, 1995), le modèle HYDROTEL (Fortin et al., 1995). D'autres modèles déterministes ont été développés en France pour la prévision de crues, comme MERCEDES (Bouvier et al., 1994; Bouvier & Delclaux, 1996) et MARINE (Borrell, 2004). L'utilisation d'un modèle déterministe nécessite une connaissance géographique et physique détaillée du bassin versant. Une très grande aide pour accéder à cette information a été donnée par les SIG (Système d'information géographique) qui

permettent de gérer et d'exploiter les données relatives au bassin versant. Un modèle distribué a beaucoup d'avantages mais il pose aussi de nombreux problèmes, comme ceux de la surparamétrisation. Le nombre de paramètres possible croît avec l'augmentation du nombre de mailles ou d'unités de modèle (Beven, 1989, cité par Payraudeau, 2002). Ces paramètres sont de nature météorologique et ne peuvent pas être acquis individuellement, sinon le modèle devient semi-distribué et les paramètres sont déterminés par calibration.

**Les modèles semi-distribués** traitent la variabilité spatiale en effectuant une partition du terrain dans des classes ayant des comportements hydrologiques supposés similaires, comme c'est le cas de TOPMODEL (Beven & Kirkby, 1979) ou Routing System II (Cohen et al., 2009). Les paramètres sont calibrés sur la base des observations.

Les modèles hydrologiques peuvent aussi être classés comme déterministes, stochastiques et mixtes (Singh, 1995). Dans un modèle déterministe, les variables d'entrée et les paramètres du système sont parfaitement déterminés ou déterminables. Par contre dans un modèle stochastique, ce sont plutôt des distributions de probabilité qui sont associées à ces grandeurs. La majorité des modèles sont déterministes.

b) Classification des modèles hydrologiques selon l'**approche temporelle** :

**Les modèles événementiels** ont pour but de simuler un événement limité dans le temps (par exemple approximativement la durée de l'événement pluvieux plus le temps de concentration du bassin). Un tel modèle nécessite la détermination des conditions initiales (débit de base au début de la simulation, humidité du sol) et néglige certains processus hydrologiques considérés comme étant mineurs (l'évaporation, l'évapotranspiration et les écoulements en subsurface) par rapport au processus principal étudié. Une modélisation événementielle présente donc l'avantage théorique de prendre en compte un nombre réduit de variables d'entrée, avantage contrebalancé par le besoin d'une initialisation qui fait souvent l'objet d'un calage alors qu'elle est le résultat de processus continus.

**Les modèles continus** prennent en compte une simulation d'un phénomène sur une durée illimitée (plusieurs jours ou années) dans laquelle la détermination des conditions initiales n'a pas d'incidence, une fois passé une phase d'apprentissage du modèle. Les processus à considérer sont plus nombreux que dans une modélisation événementielle pour expliquer l'évolution des réserves d'eau sur le bassin pour une ou plusieurs années hydrologiques.

c) Classification des modèles hydrologues en fonction de l'**objet étudié** :

**Un modèle probabiliste** est utilisé pour déterminer des critères d'ouvrages ou pour vérifier les performances d'ouvrages existants. Un tel modèle a pour objectif de transmettre des grandeurs statistiques des variables hydrologiques comme : le débit de pointe pour une crue d'une occurrence donnée, les précipitations minimales d'une durée et d'une période de retour donnée. En utilisant un modèle probabiliste, on doit tenir compte des difficultés qui peuvent être rencontrées. Il s'agit d'une part des incertitudes liées aux exploitations, quand les séries d'observations utilisées sont courtes et d'autre part de l'impossibilité d'étudier les conséquences des modifications des bassins versants par le biais de ces modèles (Michel, 1989; Fouchier, 2010).

**Un modèle déterministe** est basé sur la description du bassin versant et prend en compte une ou plusieurs de ses caractéristiques physiques, telles que la pente, la superficie, le type de sol et l'occupation des sols. Dans un modèle déterministe, tous les paramètres sont connus de façon exacte et non estimée en distribution statistique. Les modèles déterministes sont utilisables pour la prévision hydrologique, la gestion des ouvrages hydrauliques, la prévision des crues, la délimitation des zones inondables et la gestion du territoire. La méthode des crues maximales probables PMP-PMF, qui admet l'existence d'une valeur maximale des précipitations sur une région donnée et qui calcule une crue maximale probable sur un bassin versant entre dans cette catégorie (Dumas, 2006).

#### d) Classification des modèles selon la représentation des processus hydrologiques

Conformément à la représentation des processus hydrologiques, on distingue trois types de modèles (Perrin, 2000), il s'agit de modèles de type boîte noire, conceptuel et à base physique.

Un modèle de type « **boîte noire** » fournit une description purement mathématique entre les variables d'entrée et de sortie du système sans lien direct avec la réalité. Ces modèles sont globaux (Beckers & Degré, 2010). Le but de ce type de modèle est d'obtenir des résultats qui sont les plus proches possible du débit d'un bassin versant réel. Comme exemple, on peut citer le cas de l'hydrogramme unitaire (HU), qui est apparu en 1932 et a été développé par Sherman. Un hydrogramme unitaire représente l'évolution dans le temps de la réaction d'accroissement et de décroissance du débit dans le cours d'eau pour des précipitations de référence, soit pour une pluie d'intensité constante pour une durée donnée. Le modèle appelé « boîte noire » sont ceux reposant sur une simple équation non linéaire qui donne directement le débit en fonction de la pluie.

Un **modèle hydrologique conceptuel** est réalisé à partir des concepts sur la façon de transformer la pluie en débit sur un bassin versant. Dans ce type de modèle sont représentés les processus jugés pertinents pour la modélisation. Les idées introduites dans le modèle sont basées sur des connaissances physiques et des observations sur un bassin versant. Les équations décrivent les processus comportant des paramètres empiriques, qui ne peuvent pas être mesurables comme le coefficient de Manning et de ruissellement. Les modèles hydrologiques appelés « à réservoir » sont des modèles conceptuels. Ces types de modèle ont besoin de réaliser un calage des paramètres pour ceux qui ne peuvent pas être mesurés.

Le modèle hydrologique **à base physique** met l'accent sur des équations (équations aux dérivées partielles) qui s'appuient sur des paramètres physiques (mesurables) qui n'ont en théorie pas besoin d'être calibrés. Mais comme les mesures sur le terrain pour ces paramètres sont coûteuses, des calculs de calibration sur une plage des paramètres sont réalisés pour remédier à ces problèmes. Ces calculs sont effectués à l'échelle de la maille du bassin qui permet d'obtenir une représentation des flux et stocks au sein du bassin. D'autres exemples des modèles avec une base physique sont le modèle SHE (Abbott et al., 1986) et WaSiM (Water balance Simulation Model) (Schulla & Jasper, 2000).

La validation du fonctionnement interne complexe de ces types de modèles est quasiment impossible, à cause de l'absence de données suffisantes. Les seules données disponibles sont celle du débit, rarement celles correspondant à d'autres variables internes du modèle.

Ce type de modèle est plutôt utilisé dans la recherche, à cause des temps de calcul très longs et du besoin de données importantes pour pouvoir réaliser une application opérationnelle.

### 3.2.3. Méthodes empiriques d'estimation du débit de pointe

Ces méthodes sont basées sur des équations simples qui peuvent être utilisées dans le cas où des observations sur le terrain ne sont pas disponibles. Ces équations sont plutôt des formules empiriques déduites de la pluie et des caractéristiques du bassin versant.

#### La méthode rationnelle

Cette méthode est utilisée dès la moitié du XIX<sup>e</sup> siècle et est la plus simple pour calculer les débits dans des rivières. L'utilisation de la méthode rationnelle présuppose l'application de trois hypothèses. Une première hypothèse est faite sur l'intensité de la pluie qui est considérée homogène et uniforme. Ensuite, la durée de la pluie est égale au temps de concentration du bassin et la troisième hypothèse suppose un coefficient de ruissellement constant. La méthode rationnelle est présentée plus en détail par Chocat et al., (1982). Le temps de concentration est défini comme le temps nécessaire pour qu'une goutte de pluie tombée au point le plus éloigné du bassin arrive à l'exutoire.

Cette méthode admet que la réponse du débit est un hydrogramme triangulaire qui correspond à une durée égale avec deux fois le temps de concentration (Ancey, 2012). L'équation de calcul est la suivante :

$$Q_p = 0.278 \cdot C_R \cdot I \cdot S \quad (5)$$

où :  $Q_p$  est le débit de pointe à l'exutoire exprimé en m<sup>3</sup>/s,  $C_R$  est le coefficient de ruissellement du bassin,  $I$  est l'intensité de la pluie pour une averse d'une durée égale au temps de concentration en mm/h,  $S$  est la surface du bassin en km<sup>2</sup>, 0.278 est un coefficient de cohérence des unités.

Le coefficient de ruissellement peut être estimé en fonction du Tableau 1.

**Tableau 1. Détermination des coefficients de ruissellement pour différents textures de sol**

Utilisation du sol	Pente transversale du bassin versant (perpendiculaire au cours d'eau)	Texture du sol		
		Sable limoneux	Limon	Argile limoneuse
Cultures intensives	0 à 0.5 %	0.16	0.25	0.40
	0.5 à 5 %	0.22	0.35	0.55
	5 à 10 %	0.30	0.45	0.60
	10 à 30 %	0.40	0.65	0.70
Cultures fourragères	0 à 0.5 %	0.07	0.20	0.35
	0.5 à 5 %	0.10	0.28	0.40
	5 à 10 %	0.15	0.35	0.45
	10 à 30 %	0.22	0.40	0.55
Boisé	0 à 0.5 %	0.05	0.18	0.30
	0.5 à 5 %	0.08	0.25	0.35
	5 à 10 %	0.12	0.30	0.42
	10 à 30 %	0.18	0.35	0.52
Lacs, Marais	-	0.05	0.05	0.05
<b>Imperméabilité</b>				
		30%	50%	70%
Roc, Asphalte	0 à 0.5 %	0.40	0.55	0.75
	0.5 à 5 %	0.50	0.65	0.80
	10 à 30 %	0.55	0.70	0.85

Source: Montas et al., (1990) et McNeely (1982)

Les méthodes suivantes sont proposées par l'Office fédéral des eaux et de la géologie (OFEG, 2003a), aujourd'hui OFEN, dans le rapport d'évaluation des crues dans les bassins versants suisses de petite et moyenne taille.

### La méthode Müller modifiée

La méthode Müller modifiée est une méthode qui s'applique aux petits bassins versants avec des surfaces plus grandes que 1 km<sup>2</sup>. Elle est basée sur une relation entre le débit de pointe et la surface du bassin, aussi que le coefficient d'écoulement  $\psi$ . La formule de calcul a été établie par Müller (1943) de la façon suivante :

$$HQ_{max} = 43 \cdot \psi \cdot F^{2/3} \quad (6)$$

où:  $HQ_{max}$  est la crue maximale probable dans le bassin en m<sup>3</sup>/s;  $\psi$  est le coefficient d'écoulement, déterminé selon Rickli & Forster (1997); F est la surface du bassin versant en km<sup>2</sup>.

### La méthode modifiée du temps d'écoulement

La méthode modifiée du temps d'écoulement est similaire à la méthode rationnelle. Elle se base sur deux hypothèses. La première hypothèse suppose que les débits les plus élevés se produisent lorsque la durée des précipitations est égale au temps de concentration. La deuxième hypothèse est faite sur l'intensité de la pluie qui est considérée comme constante pendant toute la durée de l'évènement pris en compte (OFEG, 2003a). L'équation de calcul est présentée sous la forme suivante :

$$HQ(x) = 0.278 \cdot i(T_c, x) \cdot \psi_s \cdot F \quad (7)$$

où:  $HQ(x)$  est le débit de pointe en m<sup>3</sup>/s;  $i$  est l'intensité de la pluie d'une période de retour  $x$  en mm/h;  $\psi_s$  est le débit de pointe d'après Rickli (-); F est la surface du bassin en km<sup>2</sup>;  $T_c$  est le temps de concentration en min;  $x$  est la période de retour en années; 0.278 est le facteur de conversion des unités choisies.

Dans le cas de la méthode modifiée du temps d'écoulement, le temps de concentration est défini comme la somme du temps nécessaire pour que le sol arrive à la saturation avec le temps d'écoulement (temps nécessaire pour que la pluie arrive à l'échéance du processus d'écoulement, calculé avec la méthode Kirpich (Chow, 1964)).

Dans un rapport de l'OFEG (2003a), plusieurs autres méthodes sont décrites pour estimer le débit de pointe pour des petits bassins versants, comme : la méthode Taubmann/Thiess/Chow (Chow, 1962, 1964), la méthode Kölla (Kölla 1986, 1987), la méthode Clark-WSL (Vogt, 2001; Vogt et al., 2002).

### La méthode Kürsteiner

Cette méthode a été développée par Kürsteiner (1917) pour déterminer les débits de pointe. Elle est basée sur une courbe-enveloppe de la forme suivante :

$$Q_{max} = c \cdot F^{2/3} \quad (8)$$

où :  $Q_{max}$  est le débit de pointe en m<sup>3</sup>/s;  $c$  est le coefficient caractérisant le bassin versant (-); F est la surface du bassin en km<sup>2</sup>.

Le coefficient  $c$  n'est pas constant, mais varie en fonction de la pente. Le Tableau 2 présente les valeurs du coefficient  $c$ , caractérisant le bassin versant :

**Tableau 2. Coefficients caractérisant le bassin versant selon Kürsteiner (1917)**

Description du terrain dans le bassin versant	Coefficient caractérisant le bassin $c$
Terrain relativement plat, bordé de collines peu élevées, fonds drainés	2.5 - 4
Terrain en partie plat, en partie vallonné	4 - 6
Terrain principalement vallonné des Préalpes	6 - 9
Bassin montagneux, avec des versants en forte pente	9 - 12
Bassin comprenant des glaciers	3 - 5

### La méthode Müller – Zeller

La méthode Müller–Zeller a été développée par Müller (1943). Elle est aussi basée sur une courbe-enveloppe comme dans le cas de la formule de Kürsteiner. L'équation de calcul proposé par Müller tient compte d'un coefficient de forme du bassin et du coefficient d'écoulement.

$$Q_{max} = \alpha \cdot \psi \cdot F^{2/3} \quad (9)$$

où:  $Q_{max}$  est le débit de pointe en  $m^3/s$ ;  $\alpha$  est le coefficient de forme (-);  $\psi$  est le coefficient d'écoulement;  $F$  est la surface du bassin versant en  $km^2$ .

Le coefficient  $\psi$  varie en fonction de la pente et de l'occupation du sol. Le Tableau 3 présente les intervalles des paramètres correspondant au coefficient d'écoulement :

**Tableau 3. Coefficients caractérisant le bassin versant selon Müller (1943)**

Altitude	Caractéristiques du type de terrain	Coefficient d'écoulement ( $\psi$ ) de plat à abrupt
Au-dessus de la limite des forêts	Sol de pâturages, imperméable, roche	0.4 - 0.8
	Pente d'éboulis (Zeller)	0.05 - 0.4
Proche de la limite des forêts	Pâturages avec buissons, arbres isolés	0.3 - 0.7
	Forêts clairsemées	0.2 - 0.6
Altitudes plus basses	Forêts jeunes, prairies et terrain labourés	0.1 - 0.5
	Zones marécageuses (Zeller)	0.3 - 0.6

La limite entre un terrain plat et moyennement abrupt est fixée à  $5^\circ$ , celle entre un terrain moyennement abrupt et abrupt à  $25^\circ$ . Le coefficient d'écoulement  $\psi$  est égal à 0.1 pour les terrains recouverts d'un glacier et 0.5 pour les agglomérations.

Le coefficient  $\alpha$  est défini par Zeller en distinguant trois zones en fonction de l'intensité des précipitations en Suisse. Les valeurs de  $\alpha$  sont de 20, 35 et 50 pour chaque zone. Elles sont présentées sous la forme d'une carte pour l'ensemble de la Suisse (OFEG, 2003a).

Cette méthode peut être utilisée pour des bassins compris entre 2 et 100  $km^2$  d'après Müller et Zeller et pour tous les types de bassins et périodes de retour, car les auteurs n'ont pas fixé une limite d'utilisation de la méthode.

### La méthode Kölla méso

Cette méthode a été développée par Kölla en 1986. Elle est basée sur l'hypothèse que les crues se produisent lorsque l'ensemble du bassin versant participe aux écoulements, c'est-à-dire quand les précipitations tombées sur le point le plus éloigné de la section de mesure arrivent à l'exutoire. Cette méthode appartient à la famille des méthodes du temps de propagation et elle est une amélioration de la formule rationnelle qui s'écrit sous la forme suivante :

$$HQ_x = (r_x(t_{c(x)}) + r_s - f_x) \cdot (FL_{eff(x)} + FL_b \cdot 0.278 + Q_{vgl(x)}) \quad (10)$$

où :  $r_x$  est l'intensité des précipitations en  $mm/h$  d'une pluie continue d'une durée  $t$ ;  $t_c$  est le temps de concentration en  $h$ , qui est égal à la durée de la pluie en  $h$  plus le temps de propagation dans le cours d'eau en  $h$ ;  $r_s$  est la quantité d'eau provenant de la fonte de la couche de neige en  $mm/h$ ;  $f_x$  les pertes en  $mm/h$ ;  $FL_{eff}$  sont les surfaces productives en  $km^2$ ;  $FL_b$  sont les surfaces compactées en  $km^2$ ;  $Q_{vgl}$  est l'écoulement provenant des glaciers en  $m^3/s$ ; et 0.278 est le facteur de conversion de  $mm/h$  en  $m^3/s$ .

L'application de cette méthode se limite aux bassins versants ayant une surface comprise entre 1 et 100  $km^2$ .

### **La méthode GIUB'96**

Cette méthode est le résultat d'une analyse faite sur plus de 700 points de crues, pour obtenir des régions avec le même type de crue en Suisse. Pour chaque zone, des paramètres permettant l'évaluation des crues centennales et le débit de pointe ont été établis (OFEG, 2003a). Cette méthode est décrite en détail par Weingartner (1999). L'équation de calcul pour le débit de pointe est la suivante :

$$Q_{max} = a \cdot Fn^b \quad (11)$$

où :  $Q_{max}$  est le débit de pointe en  $m^3/s$  ;  $a$  et  $b$  sont les paramètres spécifiques de la région ;  $Fn$  est la surface du bassin versant en  $km^2$ .

Dans (OFEG, 2003a), 15 régions de crues du même type en Suisse sont présentées ensemble avec les paramètres spécifiques ( $a$ ,  $b$ ) pour chacune de ces régions. Cette méthode donne des résultats satisfaisants pour les bassins de surface moyenne.

### **3.3. Conclusion**

Dans ce chapitre, nous avons présenté le contexte général dans lequel s'inscrivent nos recherches. La modélisation mathématique pluie-débit correspond à la compréhension et à la représentation de la transformation de la pluie en débit à l'échelle de bassin versant.

Les modèles développés durant les dernières années sont très variables, faisant appel à différentes perceptions du modèle réel qui répond aux différents objectifs. L'analyse faite dans ce chapitre nous a permis d'identifier trois grandes catégories de modèles, tels que les modèles « boîte noire », les modèles conceptuels ou « à réservoirs » et les modèles à base physique qui s'appuient sur des paramètres mesurables.

Il existe aujourd'hui un grand nombre de ces modèles, mais très peu qui couplent une distribution spatio-temporelle de la pluie à l'échelle fine (25 m) du bassin versant avec un modèle de transfert de la pluie en débit. Le nombre de modèles pluie-débit diminue encore si on se réfère à des épisodes extrêmes comme c'est le cas de la PMP-PMF. Dans le cas de PMF, très peu d'études existent sur la fonte de la neige brutale provoquée par la PMP.

Une des principales lacunes rencontrées en hydrologie et que nous proposons de résoudre dans cette thèse est de réaliser une distribution spatio-temporelle de la pluie de type PMP. Les méthodes usuelles se basent sur des calculs des moyennes arithmétiques ou moyennes pondérées. Avec ces méthodes, il est possible d'obtenir une structure de la pluie distribuée dans l'espace et uniformément dans le temps, si un nombre de données disponibles suffisant existe dans le bassin étudié.

Le chapitre suivant présente un modèle hydrologique distribué qui a été développé pour être utilisé dans le cas d'épisodes extrêmes comme la PMP-PMF. Le développement de ce modèle a été nécessaire pour pouvoir combiner la distribution de la pluie (PMP) dans l'espace et dans le temps avec un modèle de transfert de la pluie en débit adapté à nos objectifs.



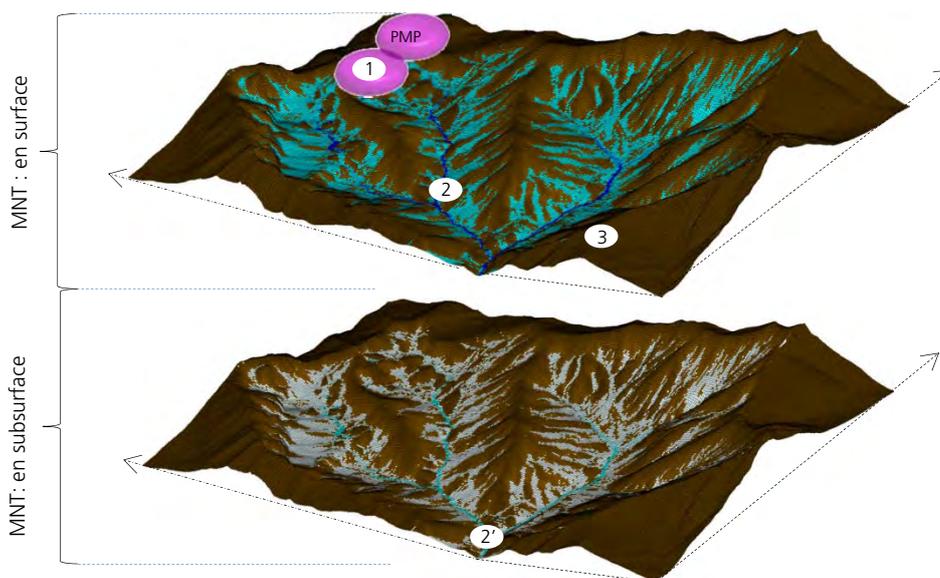
## Partie II: Le développement du modèle hydrologique distribué MPF



Le modèle développé nommé « MPF » (Modeling Precipitation Flood) est un modèle hydrologique distribué sans réseau de rivière prédéfini et intégrant les variations spatiales des différentes propriétés du terrain, du sol et du sous-sol, implémenté dans le langage de programmation Matlab. Il permet de reproduire la structure spatio-temporelle de la pluie mesurée ou de type PMP et de déterminer l'hydrogramme de crue dans un bassin versant. Ce modèle se base sur les PMP calculées par un modèle météorologique pour l'ensemble de la Suisse à une résolution de 2 km (Hertig & Fallot, 2009) et sur un modèle numérique de terrain avec une résolution horizontale de 25 m ou plus.

Le but de ce modèle est d'obtenir une estimation réaliste, c'est-à-dire la grandeur encore possible, de la crue extrême en se basant sur des précipitations extrêmes de type PMP.

Le modèle MPF est composé de trois grandes parties interconnectées pour représenter la circulation d'eau dans un bassin versant (Figure 14).



**Figure 14. Parties du modèle hydrologique MPF**

**Légende:**            1 – Distribution de la pluie (nuage);            2' – Routage d'eau en subsurface ;  
                              2 – Routage d'eau de surface;            3 – Modèle de fonte de neiges.

La première partie (1) se réfère à la distribution spatio-temporelle de la pluie, mesurée ou de type PMP à l'aide de nuages (fictifs). La deuxième partie (2) et (2') concerne la modélisation de l'écoulement d'eau de surface et en subsurface, incluant les processus d'infiltration et d'exfiltration d'eau. La dernière partie (3) du modèle correspond à la modélisation de la fonte des neiges. Le modèle développé a été nommé « MPF » en partant de l'idée de la modélisation de la pluie et de la modélisation du transfert d'eau pour estimer le débit à l'exutoire ou sur le contour d'un lac.

Il convient de relever qu'une première version de ce concept a été développée par A. Breña dans le cadre de son travail de " Master of Advanced Study (MAS) in Hydrology " à l'EPFL (Breña, 2007). Il a ainsi démontré l'applicabilité du concept et exploré une voie de résolution du problème de répartition spatio-temporelle de la pluie et du routage par une technique matricielle.

Le présent travail a consisté à réanalyser l'ensemble des bases théoriques du routage, à modifier les formulations en conséquence et à réécrire entièrement le modèle numérique. Le nouveau modèle se base sur une formulation d'un équilibre local au niveau de la cellule intégrée temporellement sur l'ensemble du domaine.

Le concept du nuage fictif utilisé pour l'intégration spatiotemporelle de la pluie a été prolongé en direction de la simulation lagrangienne de nuages réels et appliqué aux précipitations produites par un orage du type « supercellulaire ». Ce dernier développement

permet de compléter les calculs de la PMP par la prise en compte des précipitations convectives, sous-estimées dans les précipitations orographiques simulées pour l'établissement des cartes de PMP.

Ce modèle contient plusieurs aspects novateurs (Receanu et al., 2012 et 2013). Tout d'abord, il parvient à simuler et suivre l'écoulement de l'eau sans indiquer un réseau de rivières et à une échelle temporelle très fine. Ceci permet une analyse beaucoup plus précise des épisodes de pluie extrême et de l'évolution de la crue.

Le modèle hydrologique MPF intègre l'apport d'eau sur des surfaces de lacs complexes, ayant plusieurs bassins versants, comme c'est le cas des lacs d'accumulation dans les Alpes. La transition d'un type d'écoulement à un autre se fait localement et à chaque pas de temps en fonction des variables prédites du pas de temps précédent. Cette transition ne dépend pas du type de réseau prédéfini (terrain, ruisseau, rivière, lac) mais bien de paramètres locaux, tel que pente, hauteur d'eau, rugosité, vitesse etc.

D'autre part, il s'agit d'un modèle complet, partant des précipitations distribuées à l'aide des nuages, qui inclut l'écoulement en surface et en subsurface ainsi que la fonte de neige, pour simuler la formation d'une crue ou l'accumulation éventuelle de l'eau dans un lac.

Les chapitres suivants présentent la conception de chaque partie du modèle hydrologique MPF. Le chapitre 4 montre la modélisation réalisée pour distribuer les précipitations orographiques ou convectives dans l'espace et dans le temps. Le chapitre 5 décrit l'algorithme utilisé pour propager l'eau sur le terrain et dans le sous-sol, incluant l'infiltration et l'exfiltration d'eau. Le chapitre 6 présente la conception réalisée pour modéliser la fonte de la neige sur le terrain.

#### 4.1. Contexte et motivation

Ce chapitre présente la méthode de distribution de la pluie développée dans le modèle MPF pour obtenir une meilleure spatialisation de la PMP sur le terrain. Ce modèle de distribution a pour but d'obtenir une évolution spatiale et temporelle d'une pluie de type PMP qui est plus proche de la réalité que les modèles utilisant une distribution uniforme et constante dans le temps de la pluie, comme cela est le cas pour la majorité des études calculant des crues à partir de la PMP.

Les données d'entrée pour ce modèle de distribution sont les cartes PMP d'une durée d'une heure réalisées pour l'ensemble de la Suisse avec une résolution horizontale de 2 km. La durée de la pluie de type PMP d'une heure correspond au temps de concentration pour les petits bassins versants. Cette thèse s'intéresse en premier aux crues dans les petits bassins (en particulier ceux contenant des barrages alpins). Ces derniers sont surtout exposés à des crues provoquées par des précipitations très intenses, mais de courte durée.

Comme il s'agit d'évènements de courte durée, des petites variations peuvent avoir une grande influence sur la valeur finale de la crue et une distribution spatio-temporelle réaliste de la pluie est très importante.

Ce problème de distribution est commun pour toutes les études qui utilisent les cartes de PMP. Vu que la résolution horizontale de la carte est de 2 km, un bassin versant de taille moyenne ne va contenir que quelques mesures de PMP qui doivent être transformées dans une distribution spatio-temporelle de pluie physiquement possible. Le modèle MPF propose une solution pour ce problème qui est nettement meilleure qu'une simple distribution de la moyenne de PMP, uniforme dans l'espace et constante dans le temps.

Le modèle de distribution développé permet d'obtenir une évolution dynamique de la pluie à une échelle très fine, mais sur une grande surface, soit celle d'un bassin versant, voire même à l'échelle d'une région entière, comme montré dans le chapitre 4.2. Le modèle intègre la possibilité de spécifier une direction arbitraire du vent, un champ de vent avec des valeurs individuelles dans tous les points, ou même une suite de champs de vent qui représentent l'évolution temporelle du vent pendant toute la durée d'un évènement.

Comme il n'existe pas de données mesurées pour des évènements de type PMP, le modèle de distribution de pluie doit être calibré sur des évènements réels. Pour cela, des données de pluie fournies par MétéoSuisse pour plusieurs orages sur des bassins des Alpes suisses ont été utilisées. Un cas spécial a été traité dans le cadre de la validation du modèle de distribution, celui des précipitations convectives. En partant d'un exemple concret du passage d'une supercellule au-dessus de bassin lémanique, une comparaison a été faite entre les hyétogrammes obtenus sur le terrain à partir des images radar fournies par MétéoSuisse et de hyétogrammes pour les mêmes points estimés par le modèle MPF.

## 4.2. Modélisation spatio-temporelle des précipitations

### 4.2.1. Conception du modèle de distribution de la pluie

La conception de cette partie est basée sur la création de « nuages » donnant leur intensité, vitesse et direction de déplacement. Le terme « nuage » représente les zones de précipitations (structure de la pluie) retrouvées au-dessous de vrais nuages dans la nature.

Au cœur du modèle de calcul se trouve une équation d'advection-diffusion (Brutsaert, 1974 cité par Jinno et al., 1993 et utilisée par Breña, 2007). Cette équation modélise le comportement du nuage, c'est-à-dire la variation de la forme du nuage dans le temps, ainsi que son déplacement. La solution analytique de l'équation représente une distribution gaussienne (Jinno et al., 1993) de la forme présentée dans l'équation (12):

$$P(x, y, t) = \frac{I}{4\pi(D_x D_y)^{1/2}(t - t_o)} \exp \left\{ -\frac{[x - x_o - v(t - t_o)]^2}{4D_x(t - t_o)} - \frac{[y - y_o]^2}{4D_y(t - t_o)} - \gamma(t - t_o) \right\} \quad (12)$$

où :

$P(x,y,t)$	-	intensité de la pluie dans l'espace (x, y) et dans le temps (t);
$I$	-	la pluie exprimée en $m^3/min$ ;
$v$	-	vitesse d'advection de la cellule de précipitations dans la direction du déplacement exprimée en $m/min$ ;
$t$	-	temps d'occurrence de la cellule exprimée en $min$ ;
$x, x_o, y, y_o$	-	coordonnées correspondant à la position initiale du nuage exprimées en $m$
$D_x, D_y$	-	coefficients de diffusion en x et respectivement en y exprimés en $m^2/min$
$\gamma$	-	coefficient de développement/dissipation de l'intensité de la pluie exprimée en $min^{-1}$

Cette équation a été modélisée pour inclure la direction du vent sous forme d'un vecteur de vitesse décomposé sur les deux axes x et y. Par rapport à l'équation de Jinno, où la zone de pluie se déplace toujours dans la « direction de déplacement de l'orage », la direction de déplacement devient une composante explicite dans l'équation. Il s'agit d'une contribution importante, car elle permet d'introduire aussi des variations spatio-temporelles dans la structure du vent, ou même de spécifier un champ vectoriel du vent différent à tout moment de la simulation.

La forme finale de l'équation modifiée est la suivante :

$$P(x, y, t) = \frac{I}{4\pi(D_x D_y)^{1/2}(t - t_o)} \exp \left\{ -\frac{[x - x_o - v_x(t - t_o)]^2}{4D_x(t - t_o)} - \frac{[y - y_o - v_y(t - t_o)]^2}{4D_y(t - t_o)} - \gamma(t - t_o) \right\} \quad (13)$$

où :

$v_x, v_y$	-	vitesse d'advection de la cellule de précipitations dans la direction du déplacement exprimée en $m/min$ ;
------------	---	--

À partir de l'équation (13), l'intensité de la pluie peut être prédite à tout moment et sur tous les points du domaine de calcul, mais il faut déterminer les conditions initiales et les limites de la solution gaussienne.

Dans ce qui suit, la correspondance entre l'équation d'advection-diffusion utilisée (13) et la distribution gaussienne en deux dimensions avec une matrice de covariance diagonale est présentée en plus de détail.

Cette analyse commence à partir de la densité de probabilité de la loi normale représentée par une fonction gaussienne dans une dimension (équation (14)), où «  $\mu$  » est l'espérance mathématique (la moyenne) et «  $\sigma$  » est la variance.

La fonction gaussienne en une dimension est présentée sous la forme suivante:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma_x \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\mu_x)^2}{2\sigma_x^2}} \quad (14)$$

L'équation d'advection-diffusion est une distribution gaussienne en deux dimensions, x et y. La forme générale d'une distribution gaussienne en deux dimensions pour des variables indépendantes, c'est-à-dire pour le cas  $f(x, y) = f(x) f(y)$ , est la suivante:

$$f(x, y) = \frac{1}{2\pi\sigma_x\sigma_y} e^{-\left[\frac{(x-\mu_x)^2}{2\sigma_x^2} + \frac{(y-\mu_y)^2}{2\sigma_y^2}\right]} \quad (15)$$

Cette forme est obtenue par la multiplication de deux gaussiennes en une dimension, f(x) et f(y) :

$$f(x, y) = f(x) f(y) = \frac{1}{\sigma_x \sqrt{2\pi}} \cdot \frac{1}{\sigma_y \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\mu_x)^2}{2\sigma_x^2}} e^{-\frac{(y-\mu_y)^2}{2\sigma_y^2}} \quad (16)$$

Comme précisé précédemment, l'équation d'advection-diffusion est une distribution gaussienne en deux dimensions, alors les termes de l'équation (15) peuvent être identifiés avec l'équation (13). Considérant que les dénominateurs sont égaux dans les deux équations, le résultat est le suivant :

$$2\pi\sigma_x\sigma_y = 4\pi(D_x D_y)^{1/2}(t - t_o) \begin{matrix} \implies \\ \implies \end{matrix} \begin{matrix} \sigma_x = \sqrt{2D_x(t - t_o)} \\ \sigma_y = \sqrt{2D_y(t - t_o)} \end{matrix} \quad (17)$$

En plaçant cette condition dans l'équation (15), on obtient:

$$f(x, y, t) = \frac{1}{4\pi(D_x D_y)^{1/2}(t - t_o)} e^{-\left[\frac{(x-\mu_x)^2}{2(\sqrt{2D_x(t-t_o)})^2} + \frac{(y-\mu_y)^2}{2(\sqrt{2D_y(t-t_o)})^2}\right]} \quad (18)$$

$$f(x, y, t) = \frac{1}{4\pi(D_x D_y)^{1/2}(t - t_o)} e^{-\left[\frac{(x-\mu)^2}{4D_x(t-t_o)} + \frac{(y-\mu)^2}{4D_y(t-t_o)}\right]} \quad (19)$$

Le terme «  $\mu$  », représentant la position du centre de la gaussienne, est donné par «  $x_o + v_x(t - t_o)$  » et respectivement «  $y_o + v_y(t - t_o)$  ». Si ce paramètre est remplacé dans l'équation (19), on obtient l'équation utilisée dans le modèle MPF. Les paramètres  $v_x$  et  $v_y$  représentent les vitesses de déplacement des nuages sous la forme d'un vecteur décomposé sur les directions x et y.

L'équation de base d'advection-diffusion ne contient pas ce vecteur de vitesse du vent décomposé, ni dans celle de Jinno en 1993 et ni dans celle modifiée par Breña en 2007. Comme précisé plus haut, cet ajustement est notre contribution et permet simplement de pouvoir choisir n'importe quelle direction de déplacement pour les nuages développés et, plus important, une direction de vent individuelle pour chaque point du terrain et pour chaque moment. La direction étant incluse dans l'équation, cela permet d'utiliser un champ de vent avec une valeur individuelle pour chaque point du terrain, ce qui est présenté dans la sous-section 4.3.4.

En ajoutant le vecteur de déplacement dans l'équation (19), on obtient l'équation (20):

$$f(x, y, t) = \frac{1}{4\pi(D_x D_y)^{1/2}(t - t_o)} e^{-\left\{\frac{[x-x_o-v_x(t-t_o)]^2}{4D_x(t-t_o)} + \frac{[y-y_o-v_y(t-t_o)]^2}{4D_y(t-t_o)}\right\}} \quad (20)$$

Dans cette forme de l'équation, plusieurs caractéristiques peuvent être observées. Les termes «  $\sigma$  » et «  $\mu$  » de la distribution gaussienne (15) représentent dans l'équation d'advection-

diffusion les coefficients de diffusion multipliés par le temps et respectivement la position du centre d'un nuage à un moment de temps donné.

Les termes «  $x_o + v_x(t - t_o)$  » et «  $y_o + v_y(t - t_o)$  » contiennent la position de départ du nuage ( $x_o, y_o$ ) au moment  $t_o$ , le moment courant  $t$  et le vecteur vitesse de vent décomposé en ( $v_x, v_y$ ). Les coefficients de diffusion  $D_x, D_y$  décrivent les taux auxquels le nuage se développe horizontalement (vitesse de croissance latérale). Ces coefficients ont été estimés en tenant compte de la littérature présentée par Niemczynowicz en 1984 et cité par Jinno et al., (1993). Les termes  $2D_x(t - t_o)$  et  $2D_y(t - t_o)$  sont aussi dépendants du moment courant, si bien que la taille du nuage croît linéairement dans le temps. Pour obtenir un nuage ayant un comportement plus proche de la réalité, c'est-à-dire avec une phase de développement et une phase de dissipation, un terme supplémentaire doit être ajouté, le terme «  $\gamma$  » (Jinno et al., 1993), qui est expliqué plus bas. L'équation finale adaptée à notre besoin est la suivante, en partant de l'équation originale.

$$P(x, y, t) = \frac{I}{4\pi(D_x D_y)^{1/2}(t - t_o)} \exp\left\{-\frac{[x - x_o - v_x(t - t_o)]^2}{4D_x(t - t_o)} - \frac{[y - y_o - v_y(t - t_o)]^2}{4D_y(t - t_o)} - \gamma(t - t_o)\right\} \quad (21)$$

Le coefficient «  $\gamma$  » représente le développement au début de la formation du nuage et ensuite la dissipation du nuage après qu'il ait atteint son intensité maximale. Ce coefficient peut avoir des valeurs négatives et positives durant toute la longueur de développement du nuage. Les valeurs négatives de «  $\gamma$  » correspondent à un développement ou à une dilatation du nuage, ce qui se traduit par une augmentation de l'intensité de la pluie. Ensuite, les valeurs positives représentent la phase durant laquelle le nuage se décompose et l'intensité de la pluie diminue.

L'influence du coefficient gamma peut être mieux expliquée par une analyse de l'évolution de l'intensité de la pluie juste au centre du nuage, c'est-à-dire, pour les points  $x_c = \mu_x$  et  $y_c = \mu_y$ . Dans ce cas-là, les termes qui dépendent de  $x$  et  $y$  s'annulent et l'équation d'advection-diffusion devient :

$$P(x_c, y_c, t) = \frac{I}{4\pi(D_x D_y)^{1/2}(t - t_o)} \exp\{-\gamma(t - t_o)\} \quad (22)$$

L'équation (22) donne l'évolution de l'intensité de la pluie dans le temps, au centre du nuage. Comme le montre la Figure 15, l'intensité croît dans la phase de développement du nuage et diminue après, avant la phase de dissipation. Ici, le coefficient gamma varie dans le temps, pour pouvoir capturer les deux phases avec la même équation.

L'intensité est maximale au centre du nuage, si bien que l'ensemble du nuage va suivre la même courbe d'évolution dans le temps. La Figure 16 présente l'évolution d'un nuage dans ses deux phases, développement et dissipation, en utilisant l'équation d'advection-diffusion (21).

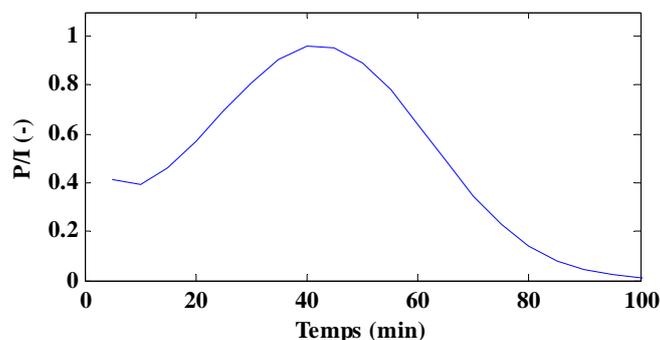


Figure 15. Évolution de rapport entre l'intensité de la pluie (P) au centre du nuage et l'intensité maximale de la pluie (I) (adimensionnel)

Initialement, le nuage développé a une taille réduite, avec une intensité relativement élevée autour du centre du nuage, c'est-à-dire qu'il donne des précipitations concentrées sur une surface réduite. En se déplaçant, sa taille augmente en même temps que l'intensité, jusqu'au moment où le maximum de l'intensité est atteint. Puis, la taille du nuage continue d'augmenter, mais l'intensité de la pluie commence à diminuer. Dans cette phase de dissipation, la pluie qui décroît en intensité est distribuée sur une surface de plus en plus large.

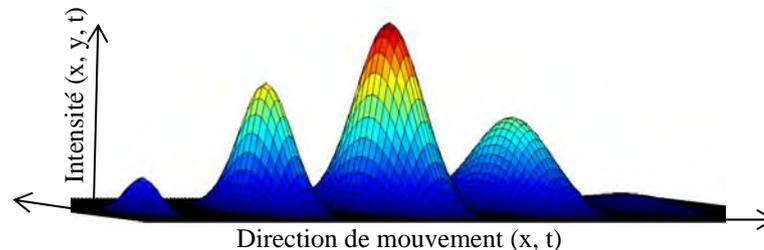


Figure 16. Évolution spatio-temporelle du nuage (le dégradé des couleurs représente l'intensité de la pluie dans le temps (mm/h))

La pluie, pour chaque point du terrain, est structurée de manière à garantir la cohérence physique du volume donné par une pluie mesurée ou de type PMP dans le temps et dans l'espace durant la durée du calcul. Cela peut être observé dans la sous-section des résultats (sous-section 4.2.2).

Le nombre de nuages et leur position initiale sont des paramètres qui peuvent être modifiés pour chaque bassin versant étudié. La Figure 17 montre un exemple avec 6 nuages. Comme précisé plus haut, il ne s'agit pas de nuages réels, mais des zones de précipitations qui modélisent la pluie au-dessous des nuages atmosphériques. Le vent déplace ces nuages sur le terrain et ils peuvent même sortir du domaine. Dans ce cas, il a été supposé qu'un nuage identique entre dans le domaine sur le côté opposé et remplace le nuage disparu (condition de bord cyclique).

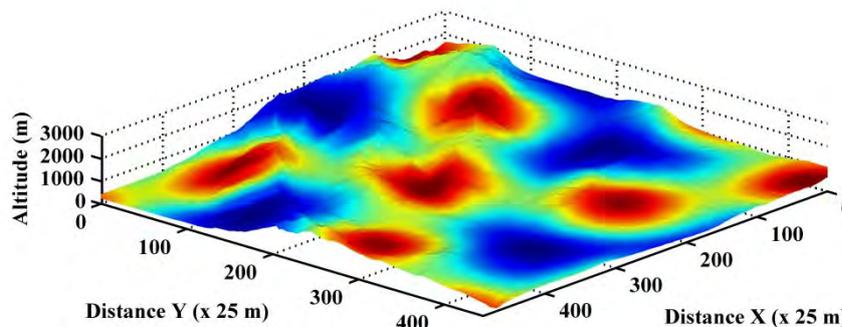


Figure 17. Position initiale des nuages sur le terrain pour le bassin versant de la Sitter (les nuages sont représentés par les couleurs jaune-rouge)

#### 4.2.2. Résultats sur la distribution de la pluie de type PMP

Le but principal dans ce chapitre est de pouvoir distribuer une pluie de type PMP dans l'espace et dans le temps à une échelle locale sur un bassin versant (Receanu, 2009). Le modèle de distribution de pluie développé accepte comme données d'entrée des valeurs de la carte de PMP ou des valeurs de pluie mesurées sur un intervalle de temps.

Ici, la pluie utilisée représente l'intensité moyenne de la PMP pour une durée d'une heure. Cette valeur d'intensité en mm/h est extraite de la carte des PMP calculées pour l'ensemble de la Suisse puis transformées en un volume d'eau en  $m^3$  pour la surface du bassin versant. Ce volume est réparti dans six nuages qui se déplacent sur la surface du terrain et distribuent les précipitations dans l'espace et le temps, à l'aide de l'équation d'advection-diffusion (21).

En fait, sur une période d'une heure (la durée de la PMP prise en compte), les nuages poussés par le vent distribuent les précipitations sur la surface entière du bassin. Ainsi, la quantité de précipitations accumulée à la fin de la période est uniforme à la PMP sur toute la surface, comme illustré dans la Figure 18 (1 pixel = 25 m).

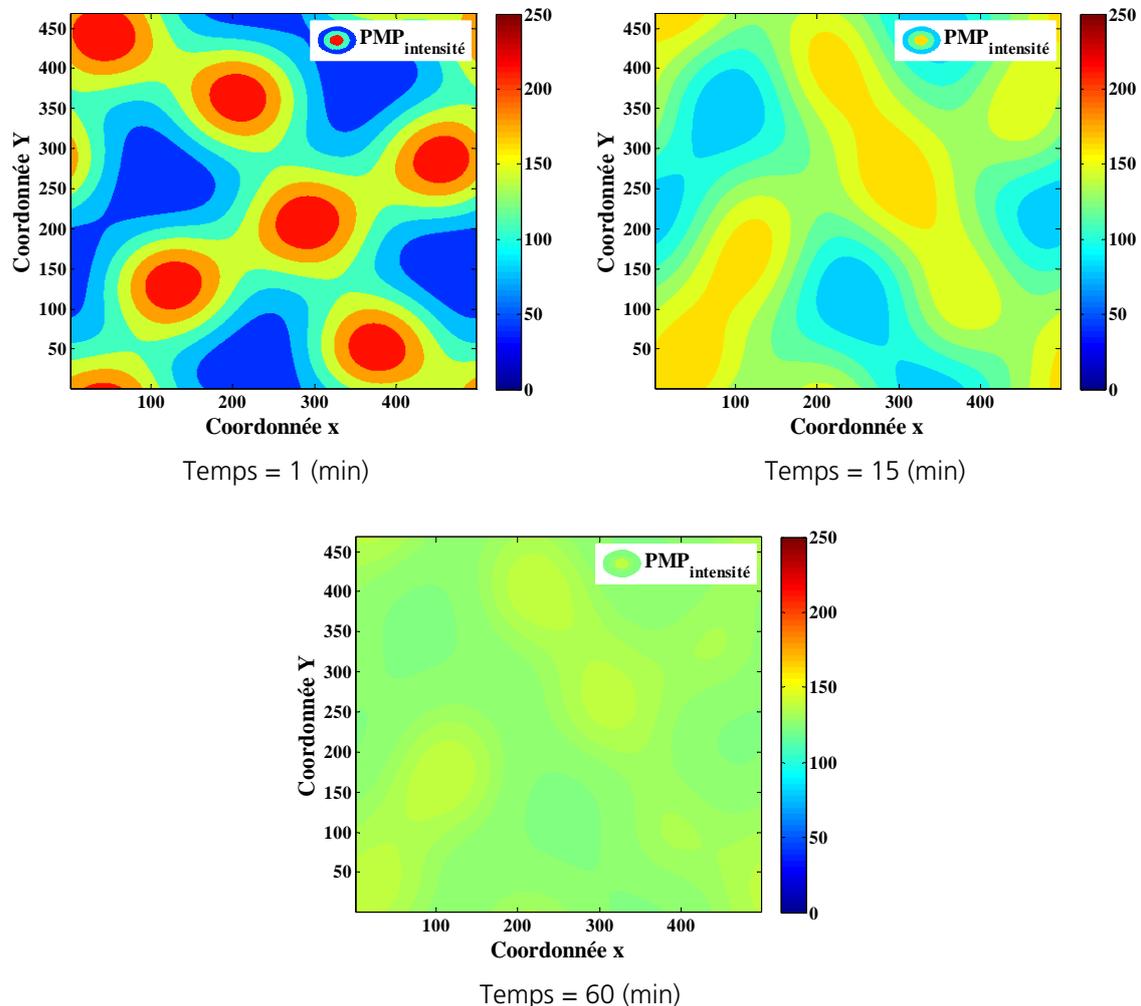


Figure 18. Intensité de la pluie (mm/h) au-dessus du terrain, moyenne sur la période donnée pour le bassin versant de Sitter

Les entrées du modèle sont la carte de PMP (tous secteurs confondus) établie pour la Suisse avec une résolution de 2 km et correspondant à la durée critique d'une heure (Hertig et al., 2005) et un modèle numérique de terrain avec une échelle de 25 m x 25 m. Étant donné que le domaine topographique a une résolution fine de 25 m, la méthode consiste à effectuer une interpolation spatiale pour obtenir les valeurs de la PMP sur tous les points du terrain. La Figure 19 et la Figure 20 présentent la carte de la PMP à 2 km (chaque couleur représente l'intensité de la pluie) et celle interpolée à 25 m (les courbes de niveau) pour le bassin versant de l'Allenbach et de la Sitter. Ensuite, la valeur moyenne de la PMP est utilisée comme donnée d'entrée dans le modèle hydrologique MPF développé.

La structure de la pluie obtenue avec le modèle de nuages est ensuite ajustée en fonction de la carte de la PMP interpolée (Figure 19 et Figure 20 avec les courbes de niveau à 25 m). L'intensité peut localement et pour des durées temporelles limitées dépasser la PMP, mais la moyenne temporelle reste égale à la valeur de la PMP sur l'ensemble de la surface du terrain. Après l'ajustement, la valeur accumulée dans chaque pixel à la fin de la période ne sera plus uniforme, comme dans la Figure 18, mais elle sera égale à la valeur de la PMP interpolée.

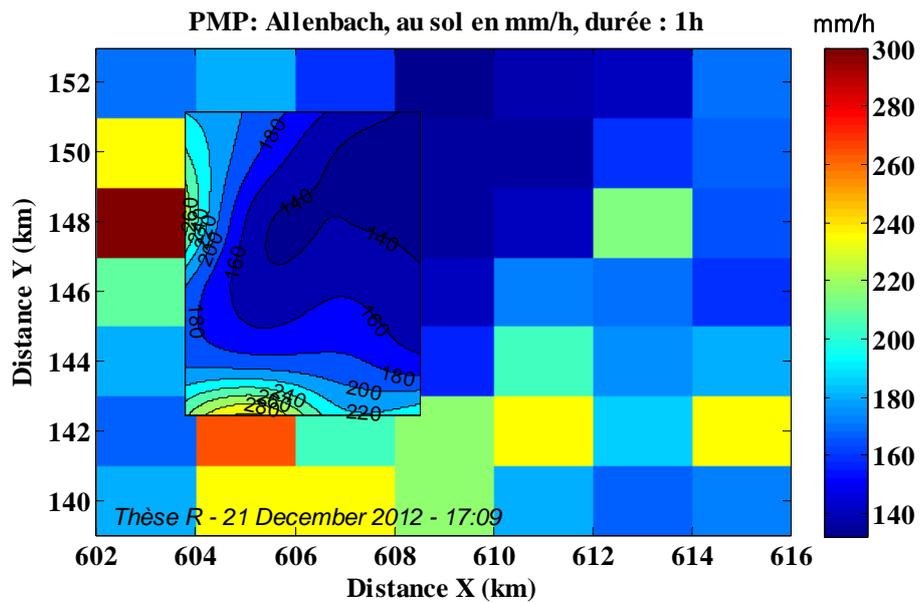


Figure 19. Précipitations extrêmes de type PMP (mm/h) pour le bassin versant de l'Allenbach

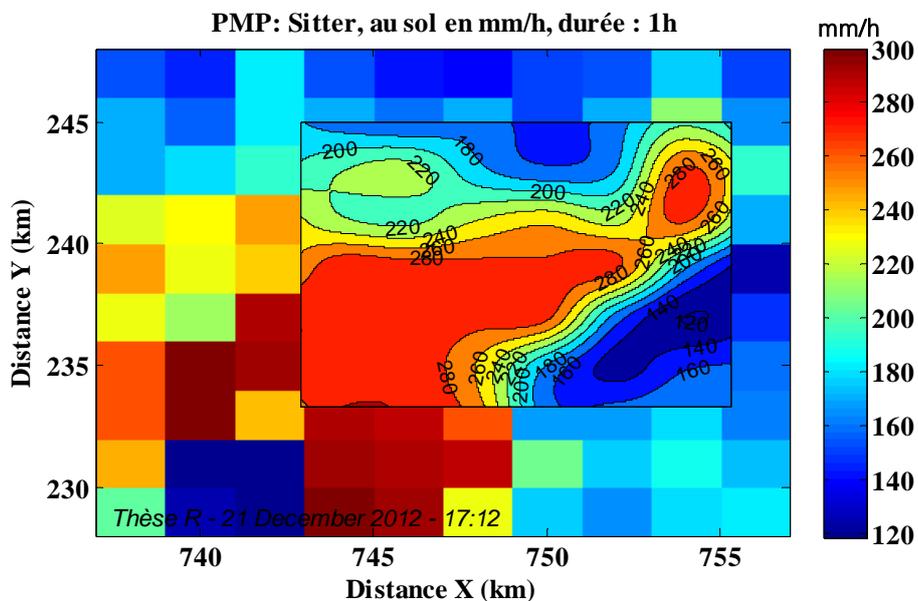


Figure 20. Précipitations extrêmes de type PMP (mm/h) pour le bassin versant de la Sitter

Les figures suivantes présentent l'intensité de la pluie calculée à l'aide de nuages avant (Figure 21 et Figure 24) et après l'ajustement (Figure 23 et Figure 26) en fonction de la carte PMP interpolée à la résolution du chaque bassin versant d'étude (Figure 19). Les premières figures (Figure 21 et Figure 23) représentent le bassin versant d'Allenbach et les deuxièmes (Figure 24 et Figure 26) le bassin versant de la Sitter. La localisation et les caractéristiques de ces 2 bassins versants sont décrites plus en détail dans le chapitre 7.

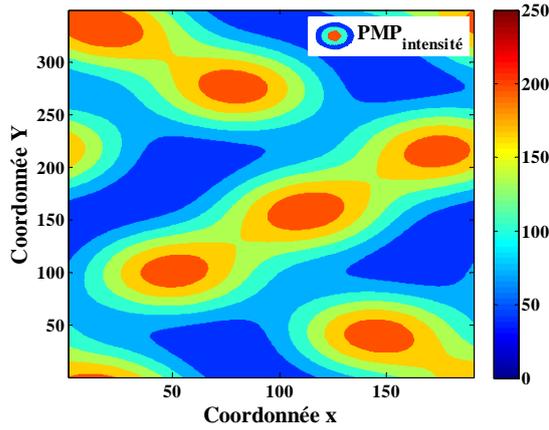


Figure 21. Intensité de la pluie de type PMP (mm/h) distribuée avec les nuages pour le bassin versant de l'Allenbach

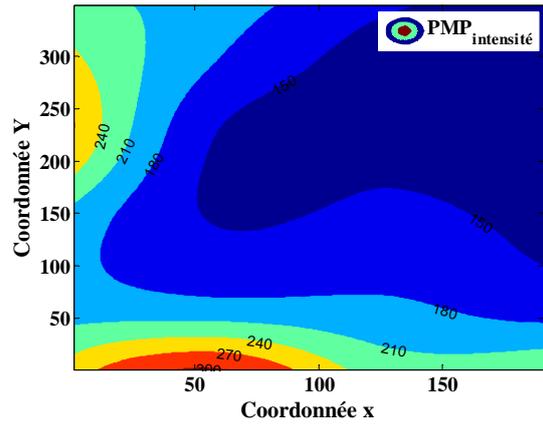


Figure 22. Carte PMP (mm/h) calculée à une résolution horizontale de 25 m pour le bassin versant de l'Allenbach

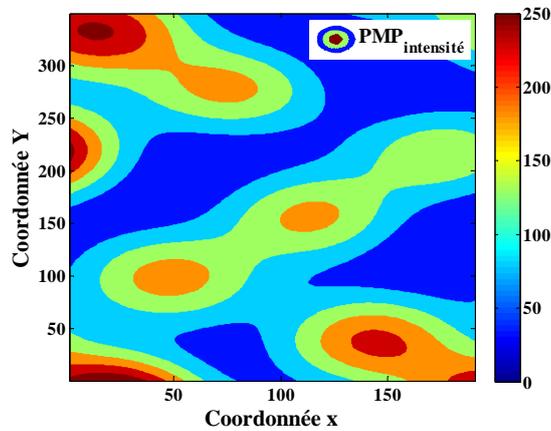


Figure 23. Intensité de la pluie de type PMP (mm/h) après l'ajustement pour le bassin versant de l'Allenbach

Les résultats obtenus en utilisant des nuages pour distribuer la pluie spatio-temporellement sont présentés dans la Figure 23 et la Figure 26. La distribution spatiale de la pluie à chaque moment est fournie par la position des nuages, pendant que l'évolution temporelle est donnée par leurs déplacements et leur dissipation.

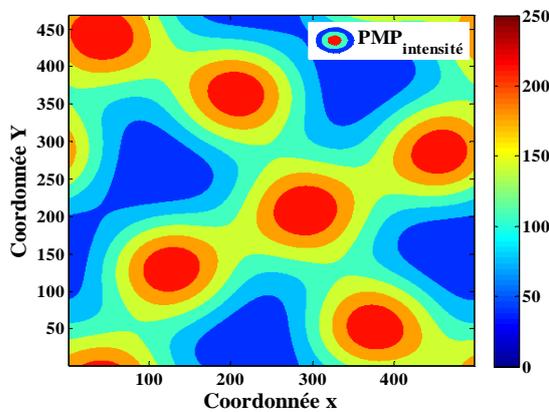


Figure 24. Intensité de la pluie de type PMP (mm/h) distribuée avec les nuages pour le bassin versant de la Sitter

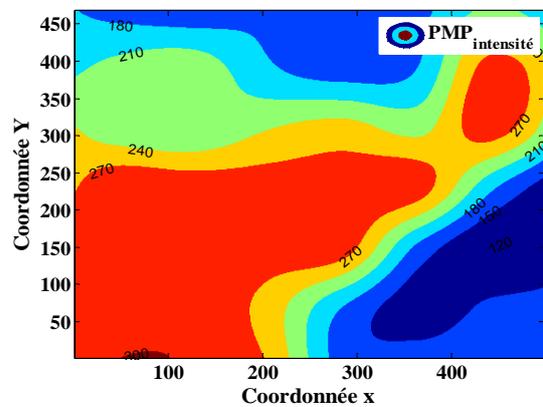


Figure 25. Carte PMP (mm/h) calculée à une résolution horizontale de 25 m pour le bassin versant de la Sitter

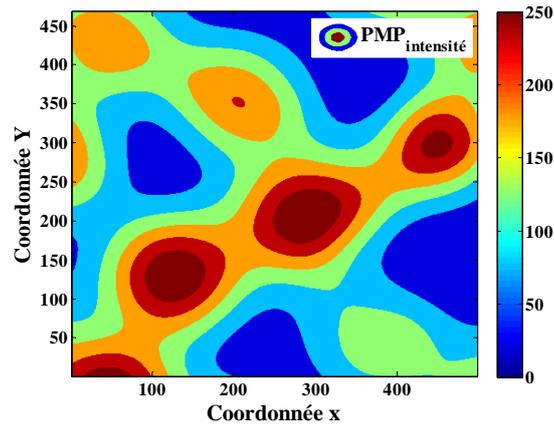


Figure 26. Intensité de la pluie de type PMP (mm/h) après l'ajustement pour le bassin versant de la Sitter

Dans ce qui suit, la structure de la pluie obtenue est présentée plus en détail pour deux situations différentes. Dans la première, les points choisis pour montrer les hyétogrammes de PMP sont éloignés pour illustrer la variation spatiale de la pluie sur l'ensemble du bassin versant. Dans la deuxième situation, les points choisis sont proches pour montrer des variations locales entre des points voisins. La Figure 27 représente la position des trois points pour lesquels les hyétogrammes de PMP ont été illustrés, avec une distance entre les points de 1 km. Puis, la distance entre les points est de 25 m dans la Figure 28.

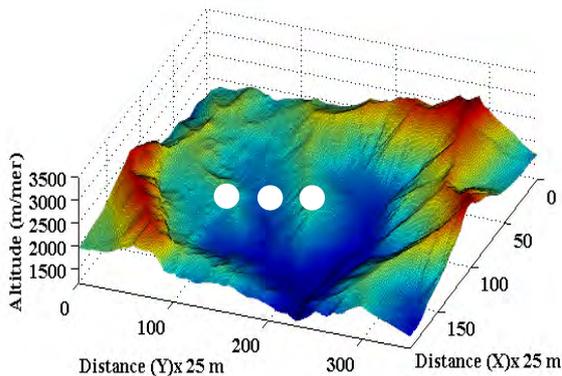


Figure 27. Localisation des points (points blancs) des hyétogrammes sur le terrain (1 km) pour le bassin versant de l'Allenbach

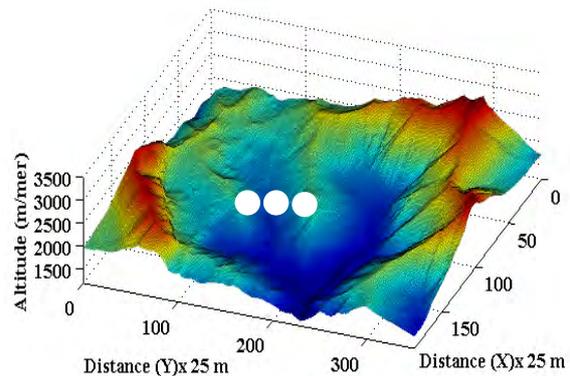


Figure 28. Localisation des points des hyétogrammes sur le terrain (25 m) pour le bassin versant de l'Allenbach

Les figures suivantes représentent la structure de la pluie fournie par un nuage (Figure 29 et Figure 31) et six nuages (Figure 30 et Figure 32), se déplaçant du nord au sud.

La Figure 29 et la Figure 30 représentent les hyétogrammes de PMP pour les points situés à une distance de 1 km. Sur ces hyétogrammes, le déplacement des nuages dans le temps peut être observé en tenant compte du centre du nuage qui correspond au pic des hyétogrammes. Le pic arrive avec un retard temporel dans les images en bas, ce qui montre que le nuage entrant au nord du terrain arrive plus tard au centre et encore plus tard au sud du terrain. L'intensité maximale diminue de 330 mm/h à 280 mm/h et finalement à 200 mm/h en 25 minutes (Receanu et al., 2013).

L'influence d'autres nuages sur le hyétogramme de PMP peut être observée dans la Figure 30. Ici le deuxième pic visible sur la figure représente un deuxième nuage passant sur ce point du terrain.

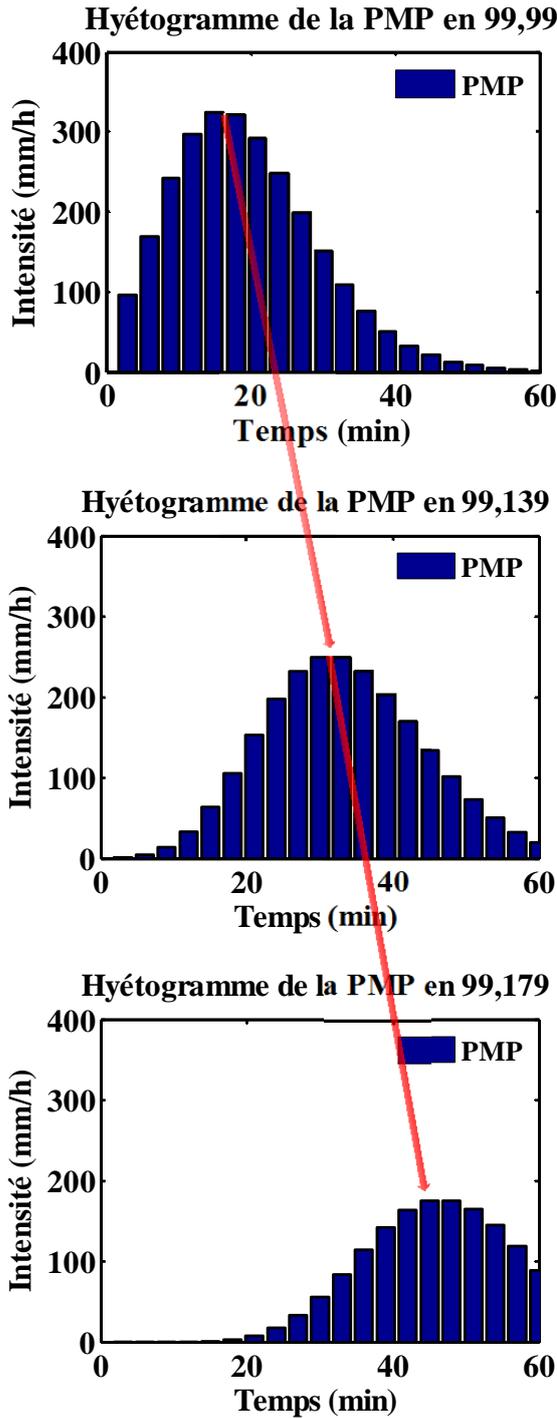


Figure 29. Hyétogrammes de la PMP (pour 3 points du bassin versant de l'Allenbach distants de 1 km avec 1 nuage)

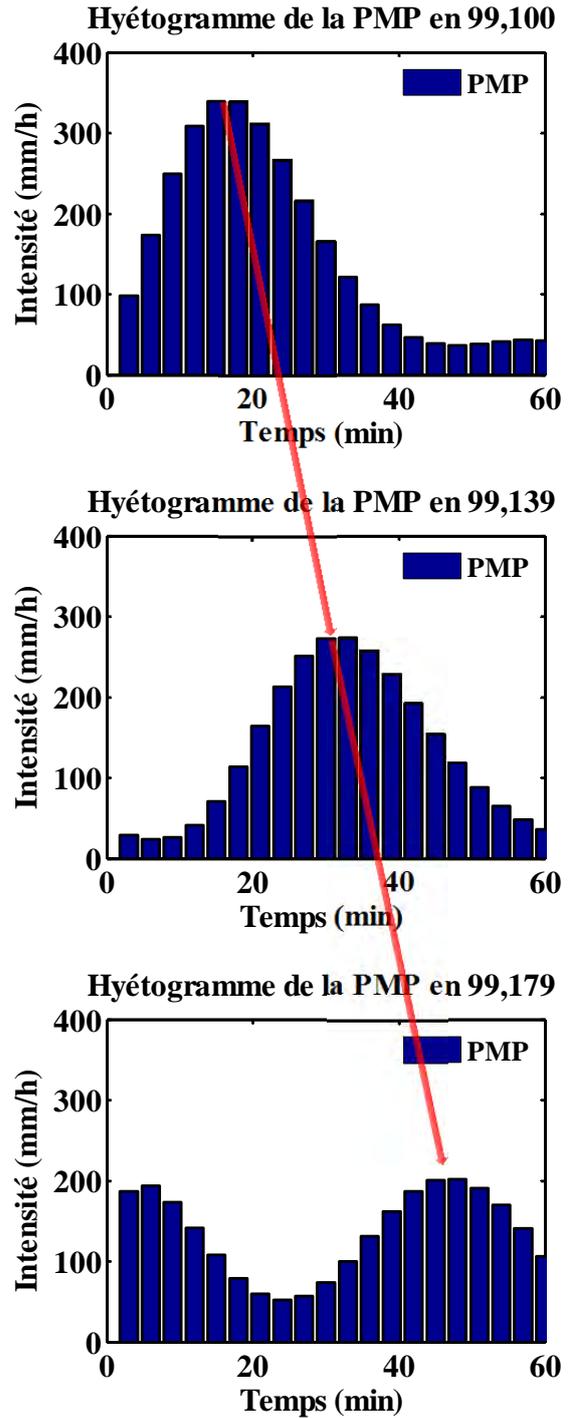


Figure 30. Hyétogrammes de la PMP (pour 3 points du bassin versant de l'Allenbach distants de 1 km avec 6 nuages)

La Figure 31 et la Figure 32 représentent la situation où les points sont voisins. La distance entre points est de 25 m. Ces figures révèlent que les variations locales de l'intensité des précipitations sont très faibles, car le nuage se développe lentement dans le temps.

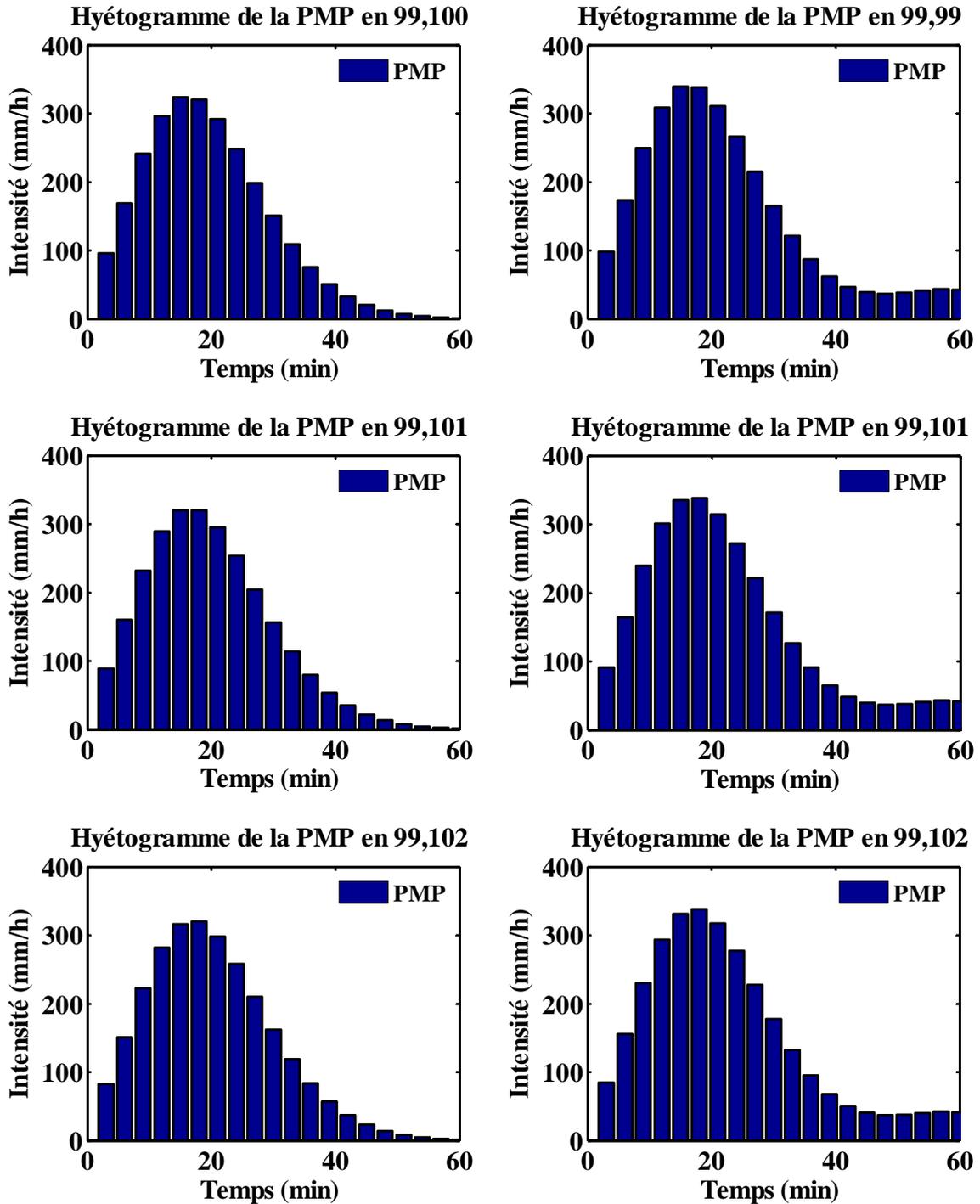


Figure 31. Hyétogrammes de la PMP (pour 3 points du bassin versant de l'Allenbach distants de 25 m avec 1 nuage)

Figure 32. Hyétogrammes de la PMP (pour 3 points du bassin versant de l'Allenbach distants de 25 m avec 6 nuages)

Ces résultats sont utilisés dans la section 5.5 pour déterminer l'hydrogramme de crue de type PMF pour le bassin versant de l'Allenbach. L'influence de la distribution spatio-temporelle de la pluie sur l'hyétogramme de crue est présentée dans la section 10.3 en le comparant avec celui obtenu pour une distribution uniforme de la pluie.

La section suivante présente une validation globale du modèle de distribution de la pluie développé dans le modèle MPF. Cette validation a été possible en utilisant des images radar pour un évènement de précipitations convectives.

### 4.3. Validation du modèle à l'aide des précipitations convectives

#### 4.3.1. Contexte et motivation

Cette section présente une étude, réalisée à l'aide de la modélisation numérique, du violent orage qui a ravagé le haut Léman (Lavaux) le 18 juillet 2005. Cet évènement a été choisi pour effectuer une validation fonctionnelle, c'est-à-dire du comportement global, du modèle de distribution de pluie inclus dans le modèle MPF, car c'est un évènement extrême d'une courte durée pour lequel il existe des données spatio-temporelles de précipitations à travers des images radar.

Le but a été dans un premier temps d'analyser ces images radar fournies par MeteoSuisse et de les convertir dans une carte numérique de précipitations comparable avec la sortie du modèle MPF. Ce dernier a ensuite été calibré pour reproduire la structure de la pluie rencontrée sur les images radar. La comparaison finale des hyétogrammes obtenus sur le terrain dans plusieurs points montre une bonne corrélation entre la distribution de la pluie simulée par le modèle MPF et les mesures.

Ce développement est utile car les calculs des précipitations alpines extrêmes effectués pour la Suisse à l'aide d'un modèle météorologique ont montré que celui-ci ne donne pas entière satisfaction pour la simulation des fortes précipitations d'origine convective (Montavon et al., 1995 ; Montavon, 1997).

#### 4.3.2. Description de la situation étudiée

L'orage supercellulaire pris en compte pour cette étude a eu lieu le 18 juillet 2005. Ce jour-là, toutes les conditions atmosphériques étaient favorables au développement d'une supercellule. Ces conditions ont été réunies pendant une courte durée sur le haut lac Léman et des rafales jusqu'à 160 km/h ont été enregistrées à la station de mesure du Bouveret (MétéoSuisse). La Figure 33 présente les rafales de vitesse de vent mesurées par les différentes stations de MétéoSuisse le 18 juillet 2005.



Figure 33. Rafales de vent (km/h) mesurées le 18 juillet 2005 (MétéoSuisse)

La Figure 34 à la Figure 36 illustrent le développement de l'orage supercellulaire du 18 juillet 2005. La supercellule est apparue au-dessus du lac Léman à 15h et elle a traversé le lac en approximativement 50 minutes, en se dirigeant vers le Nord-Est de la Suisse.

Au début de l'épisode, les images radars permettent d'observer l'existence de deux petits nuages (Figure 34) qui plus tard s'unissent pour former la supercellule étudiée (Figure 35 et Figure 36).

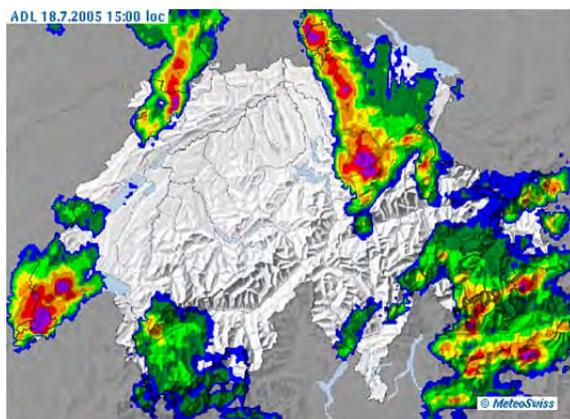


Figure 34. Supercellule (en rose) au temps 15h00

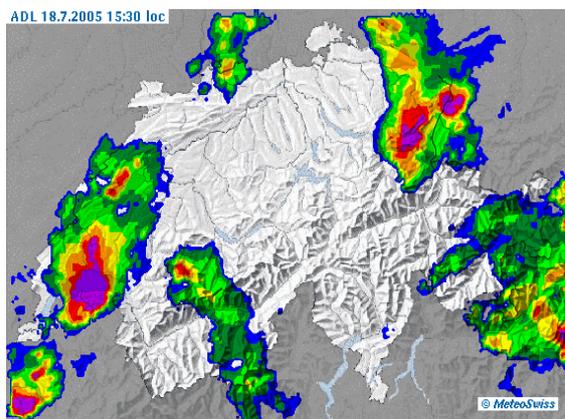


Figure 35. Supercellule (en rose) au temps 15h30

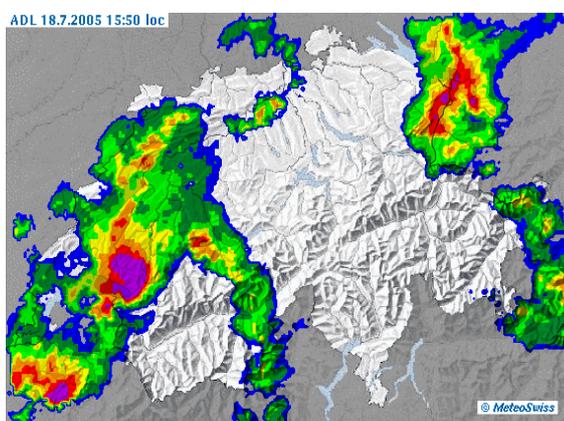


Figure 36. Supercellule (en rose) au temps 15h50 (MétéoSuisse)

La Figure 37 présente la supercellule du 18 juillet 2005 où le nuage apparaît comme un mur très proche du lac. Cette image a été filmée avec une caméra installée sur un hôtel du Montreux (webcam Hôtel Splendide) près du lac Léman.



Figure 37. Image de la supercellule (MétéoSuisse) vue depuis Montreux

La reproduction de la structure de la pluie du 18 juillet 2005 a été faite sur la base de deux approches de calcul, l'une basée sur une modélisation effectuée à partir des images radar et l'autre basée sur l'équation d'advection-diffusion développée dans le modèle hydrologique MPF.

Le travail réalisé dans cette section a pour objectif principal d'une part la validation du modèle de distribution de la pluie intégré dans le modèle MPF et d'autre part la détermination de l'intensité maximale de la pluie rencontrée dans un nuage (zone de précipitations).

#### 4.3.3. Simulation des précipitations convectives à partir des images radar

Cette partie a pour but de reproduire les hyétogrammes de pluie pour le domaine de la Suisse à partir des images radar décrivant l'orage supercellulaire du 18 juillet 2005. Ces résultats sont ensuite utilisés dans le deuxième cas pour valider le modèle de nuages.

##### Description de la méthode de calcul

La méthode de calcul prise en compte se résume à la reproduction de la pluie à partir des images radar, les seules données disponibles pour la supercellule du 18 juillet 2005. Ces données appartiennent à MétéoSuisse et sont des images radar brutes ayant un pas de temps de 5 minutes pendant 24h. Vu le nombre d'images, un modèle de calcul dans le langage de programmation Matlab a été réalisé pour les lire et reproduire la structure de la pluie. Ce calcul a été fait en plusieurs étapes :

##### Étape 1 :

Les images radar sur lesquelles nous avons travaillé sont identiques à celles de la Figure 38. La première étape est de pouvoir lire les images radar avec Matlab.

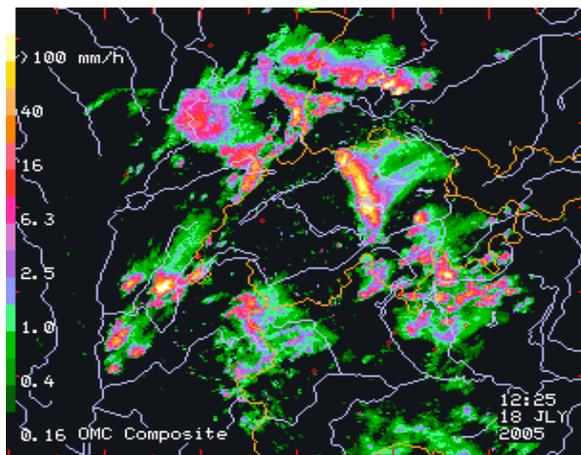


Figure 38. Étape 1 : image radar de MétéoSuisse, UTC

##### Étape 2 :

La deuxième étape correspond à une série des corrections nécessaires pour pouvoir obtenir une carte numérique contenant les intensités de la pluie à partir des images radar.

Une correction importante a été d'enlever les rivières (en bleu clair) et les frontières des pays (en orange), ainsi que tout le texte (en blanc). La Figure 39 représente les résultats obtenus après les premières corrections. Le but est de ne conserver que les couleurs représentant l'intensité de la pluie.

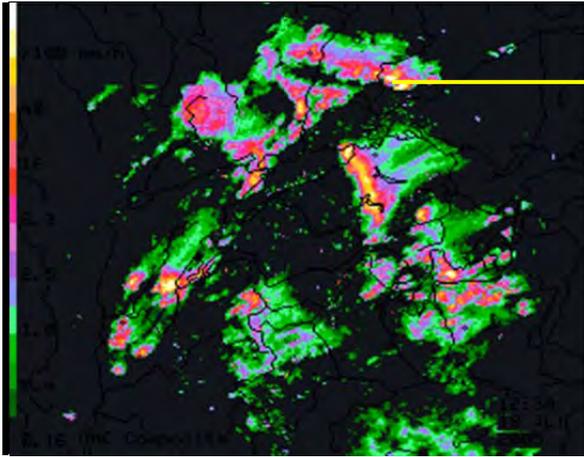


Figure 39. Correction de l'image radar de MétéoSuisse, étape II

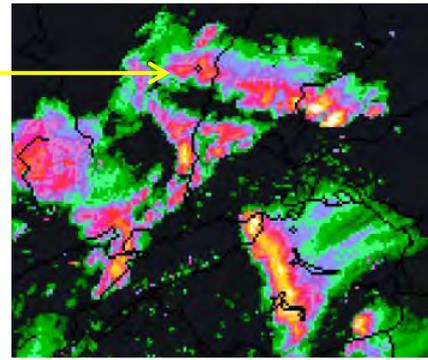


Figure 40. Zoom sur une zone de la Figure 39

Après cette étape de correction, des trous subsistent dans les nuages (zones des précipitations). La Figure 40 illustre un zoom de la Figure 39 sur les nuages pour mieux montrer les séparations créées dans les nuages. Ces séparations dans les nuages ont conduit à une autre étape de correction.

#### Étape 3 :

Pour pouvoir reconstruire la carte des précipitations, une deuxième correction a été nécessaire, correspondant au remplissage des pixels noirs restant dans les nuages par une méthode d'interpolation. Ce traitement a été fait pour toutes les images représentant l'épisode du 18 juillet 2005. Les résultats sont représentés dans la figure suivante.

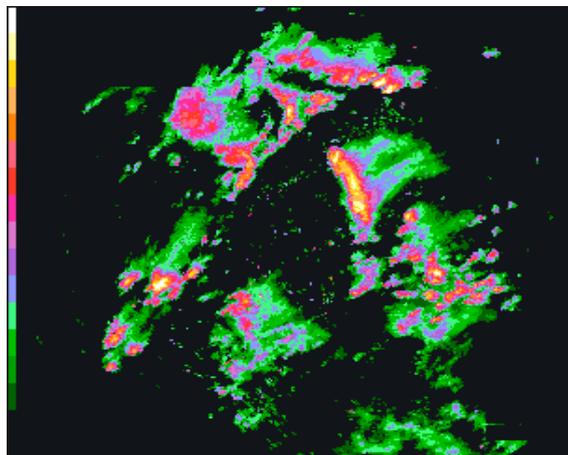


Figure 41. Correction de l'image radar de MétéoSuisse, étape III

#### Étape 4

La dernière étape correspond à la reconstitution de l'échelle de l'intensité de la pluie. Cela a pu être réalisé en utilisant une échelle exponentielle et en associant à chaque couleur de la carte l'intensité qui convient. Tout ce processus a conduit à un très grand nombre de données. Ces données sont gardées dans une seule matrice qui contient la position de chaque nuage présent sur la carte radar pour la date du 18 juillet 2005, ainsi que la durée et l'intensité de la pluie. Ces résultats sont présentés dans les paragraphes suivants.

#### Résultats

Pour montrer les résultats de cette section, une comparaison d'une image radar initiale (obtenue de MétéoSuisse - Figure 42) avec celle obtenue par la méthode de traitement des images (Figure 43) est d'abord présentée. La comparaison des deux images révèle que la méthode développée pour traiter les images radar reproduit très bien la carte des

précipitations du 18 juillet 2005. L'intensité de la pluie en mm/h est représentée par la barre de couleurs à gauche.

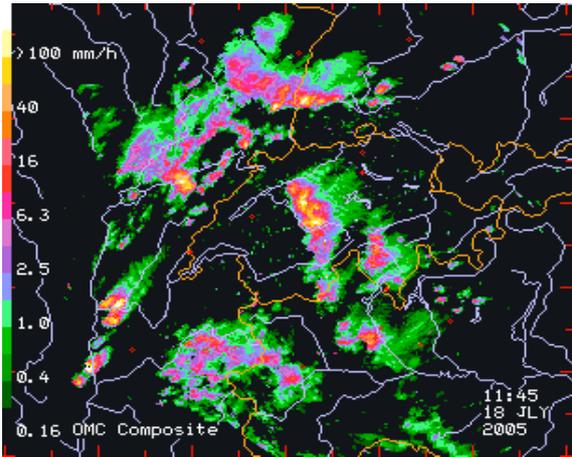


Figure 42. Image radar de MétéoSuisse

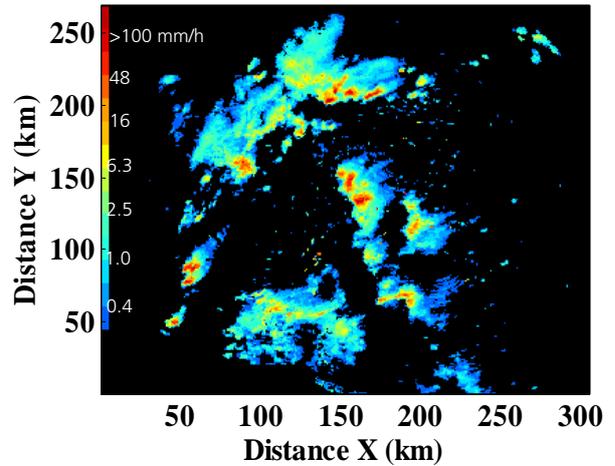


Figure 43. Image radar de MétéoSuisse après les 4 étapes

La Figure 44 à la Figure 46 illustrent l'arrivée de la supercellule au-dessus de lac Léman et son déplacement vers le Nord-Est de la Suisse reproduits avec la méthode de traitement des images radar.

La Figure 44 présente le début de la simulation, quand la supercellule observée le 18 juillet 2005 est déjà formée et se dirige vers le Nord-Est de la Suisse. Puis, la supercellule arrive dans la phase de grossissement (Figure 45), avant de se disperser et de se diviser en plusieurs cellules (Figure 46).

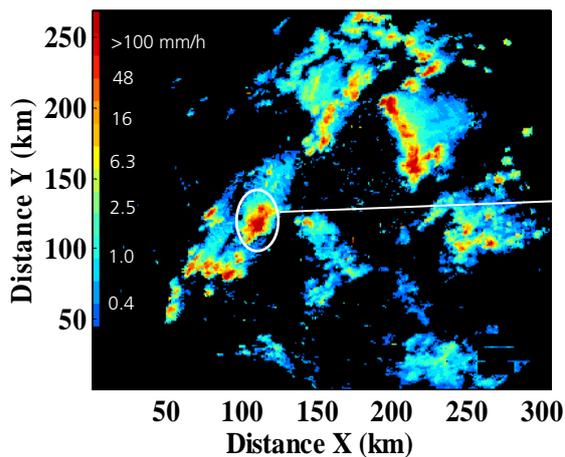


Figure 44. Supercellule au-dessus du lac (15h00)

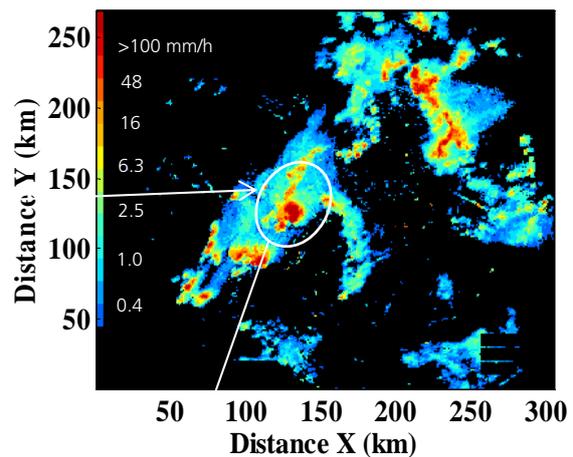


Figure 45. Supercellule en développement (16h00)

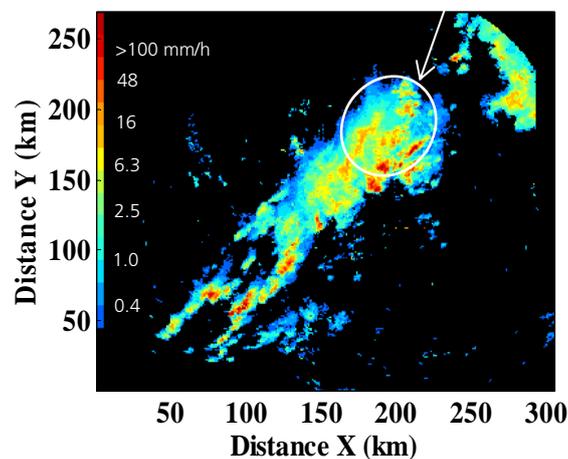


Figure 46. Supercellule vers la fin de l'épisode (17:25)

Le comportement dans le temps de la supercellule étudiée est présenté plus en détail de la Figure 47 à la Figure 50. Il s'agit des mêmes cartes de pluie, mais avec un zoom sur la supercellule.

Il apparaît que la supercellule du 18 juillet 2005 est d'abord composée de deux cellules (Figure 47), qui ensuite s'agrandissent jusqu'à devenir une seule cellule représentant la supercellule (Figure 48). Après un certain temps, la supercellule commence à se diviser en plusieurs cellules avec une taille plus petite (Figure 49 et Figure 50).

Plus précisément, trois phases peuvent être identifiées sur ces figures :

- une phase de développement avec des précipitations ou de la grêle,
- une phase de division (ou «splitting»),
- une phase de dissipation.

Ces phases se sont développées dans un intervalle de temps court, d'environ deux heures.

L'intensité de la pluie diminue avec le déplacement des nuages. Sur les images présentées plus bas, l'échelle qui représente l'intensité de la pluie est une échelle exponentielle.

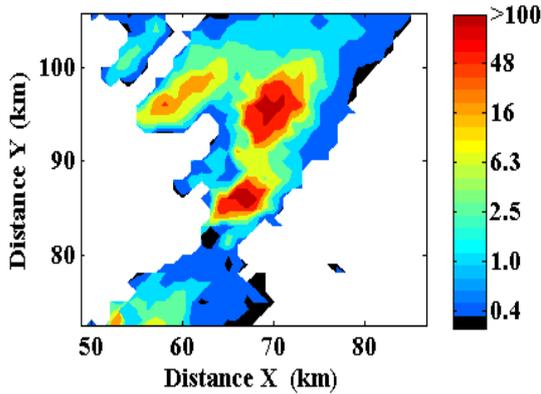


Figure 47. Intensité de la pluie (mm/h), phase I du développement (deux cellules)

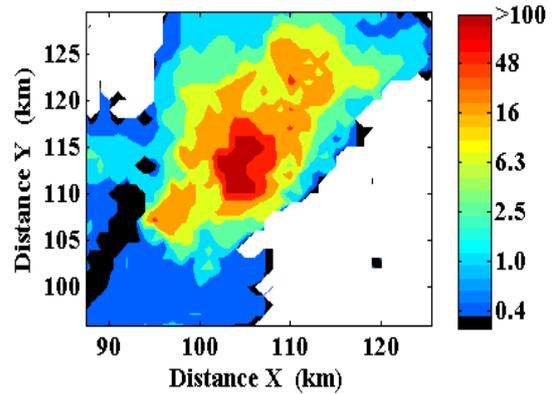


Figure 48. Intensité de la pluie (mm/h), phase II du développement (supercellule)

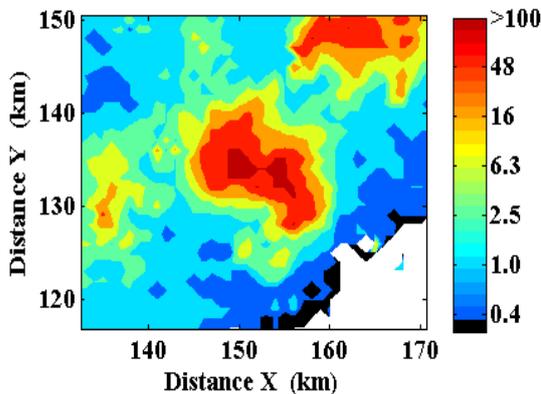


Figure 49. Intensité de la pluie (mm/h), phase III du développement (splitting)

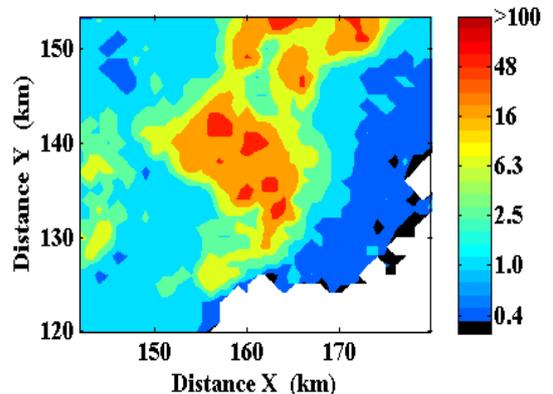


Figure 50. Intensité de la pluie (mm/h), phase IV du développement (dispersion)

Cette simulation a été faite pour pouvoir reproduire dans une deuxième étape (sous-section 4.3.4) le même comportement de la supercellule observée à l'aide du modèle hydrologique MPF. Ce comportement sera imposé aux nuages développés par l'établissement des paramètres de l'équation d'advection-diffusion (géométrie de nuage et amplitude maximale).

Ce traitement des images radar a été nécessaire pour obtenir une carte représentant la structure de la pluie donnée par la supercellule du 18 juillet 2005. Avec cette opération, il est possible d'extraire les hydrogrammes de pluie pour tous les points du domaine.

Seuls les hyétogrammes de pluies obtenus pour deux points du domaine sont présentés ici, avec un point sur le trajet du centre de la supercellule là où l'intensité est maximale et l'autre point sur un trajet qui n'est pas touché directement par le centre de la supercellule.

La Figure 51 illustre la supercellule étudiée et la position des deux points choisis pour présenter les hydrogrammes de pluie. Plus bas, la Figure 52 et la Figure 53 montrent les hyétogrammes de pluie de la supercellule pour les points des coordonnées  $x_1 = 157$  km;  $y_1 = 105$  km; et respectivement  $x_2 = 167$  km;  $y_2 = 115$  km, pour un pas de temps de 5 minutes.

Ces figures révèlent que l'intensité de la pluie est élevée et concentrée sur un court intervalle de temps.

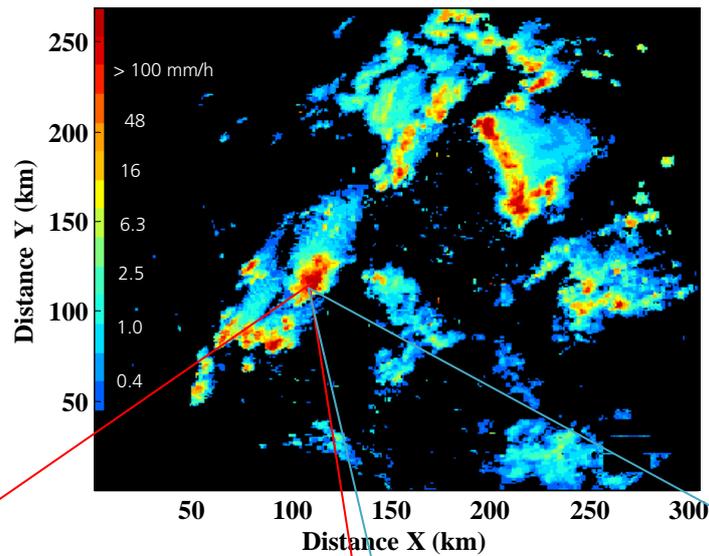
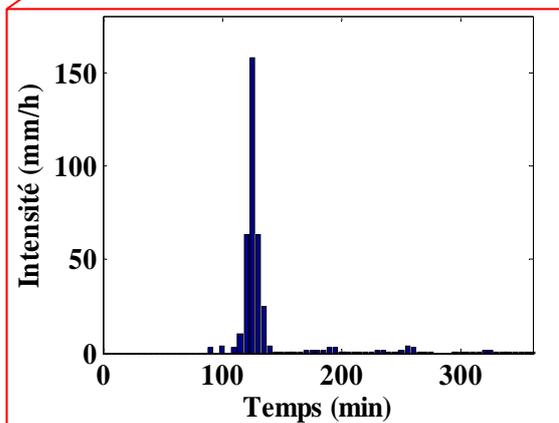
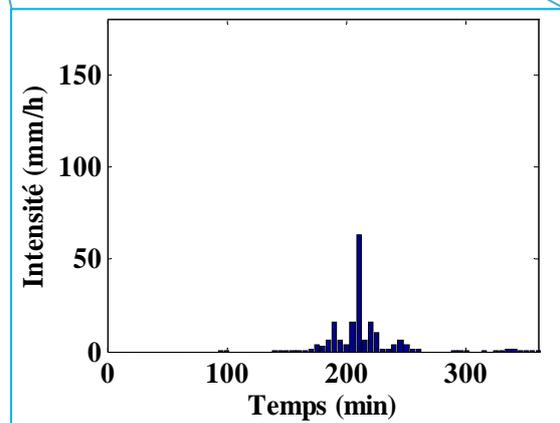


Figure 51. Carte des précipitations (mm/h) reproduites à partir des images radar

Figure 52. Hyétogramme de pluie pour les coordonnées  
x = 157 km et y = 105 kmFigure 53. Hyétogramme de pluie pour les coordonnées  
x = 167 km et y = 115 km

L'intensité maximale de la pluie est de 160 mm/h, mais cette intensité n'est atteinte que pour un court intervalle de temps et pour un point placé sur le trajet du centre de la supercellule. Pour les points décalés par rapport à ce trajet, l'intensité maximale de la pluie est plus basse, par exemple de 60 mm/h. Il est évident sur la Figure 51 que, à côté de la supercellule, il y a aussi d'autres nuages. Leur influence est visible sur les deux hyétogrammes, car ces nuages causent des pics secondaires en plus de celui engendré par la supercellule.

Dans la sous-section suivante, le modèle de distribution de la pluie est validé à partir des précipitations convectives rencontrées dans la supercellule du 18 juillet 2005. La calibration des paramètres sera faite à partir d'une comparaison entre les hyétogrammes présentés ci-dessus et ceux calculés par le modèle hydrologique MPF.

#### 4.3.4. Validation du modèle MPF à partir des précipitations convectives

Dans cette partie, la méthode de distribution de pluie du modèle MPF a été validée sur l'orage supercellulaire du 18 juillet 2005. Les calculs réalisés ont pour objectif de trouver les valeurs limites des paramètres de l'équation d'advection-diffusion (21) en vue de valider cette partie du modèle. Les sous-sections suivantes présentent la description de la méthode de calcul, puis les résultats obtenus sur le développement des nuages et les résultats sur la distribution de la pluie de type convectif.

##### Description de la méthode de calcul

La méthode de calcul abordée dans cette partie est basée sur la même approche que celle décrite dans la sous-section 4.2.1. Il s'agit d'utiliser l'équation d'advection-diffusion pour pouvoir reconstituer la structure de la pluie qui se retrouve au-dessous de la supercellule étudiée.

Pour reproduire la structure de la pluie générée par l'orage supercellulaire du 18 juillet 2005, il est nécessaire d'ajuster les paramètres suivants de l'équation d'advection-diffusion:

- le nombre de nuages ;
- la géométrie des nuages ;
- l'amplitude maximale des nuages ;
- la vitesse de déplacement des nuages.

Les calculs réalisés dans cette partie ne se basent que sur les images radar de MétéoSuisse, sans disposer d'autres données connues sur le terrain.

Pour pouvoir déterminer la structure de la pluie rencontrée au-dessous de la supercellule, plusieurs hypothèses ont été faites sur le nombre des nuages et leur géométrie, ainsi que pour le calcul de la vitesse du vent. Les hypothèses et les calculs faits sont expliqués étape par étape dans les paragraphes suivants.

##### 1) Nombre de nuages

Le nombre de nuages utilisés pour la modélisation a été choisi en fonction des images radar du 18 juillet 2005. Sur la Figure 34, la présence de deux nuages peut être observée (couleur rose) sur le sud-ouest du lac Léman. Pour cela, deux nuages ont été considérés pour la simulation de l'orage supercellulaire avec le modèle MPF.

##### 2) Géométrie des nuages

Les nuages donnés par l'équation d'advection-diffusion ont la forme d'une gaussienne bidimensionnelle. Les deux variances spatiales de cette gaussiennes ont été choisies d'une telle manière pour donner aux nuages une forme initiale allongée qui se rapproche de la forme des nuages illustrés sur les images radar.

Ensuite, ces deux nuages ont reçu des coordonnées correspondant à la position initiale de départ en dehors de la Suisse. La position initiale de ces nuages a été calculée en fonction des images radar. Ils ont été placés en dehors de la Suisse de manière à reproduire la forme des nuages observée quand ils passent au-dessus du lac Léman.

La trajectoire des nuages pendant la simulation a été déterminée sur la base du champ de vent calculé avec un modèle météorologique. La Figure 54 présente la forme des deux nuages utilisée dans le modèle MPF à l'aide de ces deux nuages. Les paramètres du modèle MPF ont été calibrés, en tenant compte des hyétogrammes de pluie obtenus dans la première méthode de calcul basée sur les images radar.

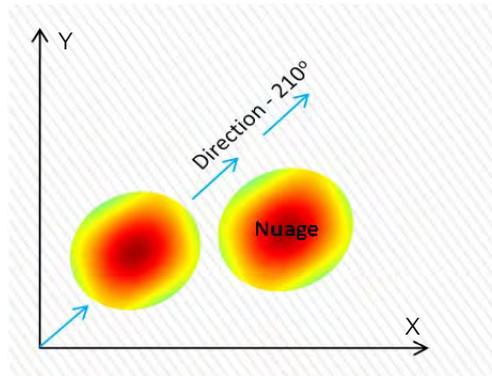


Figure 54. Forme des nuages supercellulaires dans le modèle MPF

### 3) Amplitude des nuages

L'amplitude des nuages a été déterminée à partir des analyses faites sur les images radar. Sur ces images, une amplitude maximale de 160 mm/h a été observée pour l'épisode du 18 juillet 2005. Dans le modèle MPF, elle correspond à l'intensité maximale de la pluie trouvée au milieu du nuage.

### 4) Vitesse de déplacement des nuages

Le dernier paramètre important dans le développement de nuages du type supercellulaire est le vent. Un champ vectoriel de vent distribué spatialement a été calculé pour l'ensemble de la Suisse, à partir de la vitesse mesurée de 18 m/s pour le centre de la supercellule. Ce calcul a été réalisé avec le modèle hydrodynamique «APF» (Hertig, 2003 ; Fallot & Hertig, 2009) adapté à l'atmosphère par la prise en compte des aspects thermiques. Ce modèle APF peut calculer des champs de vent pour plusieurs niveaux d'altitude et secteurs de vent. Pour ce cas, neuf niveaux d'altitude ont été déterminés pour le secteur d'angle 210° (direction Sud-Est). Ce secteur a été choisi sur la base des images radar.

Pour utiliser le modèle APF, il est essentiel de décrire les étapes à réaliser pour déterminer les vitesses de déplacement des nuages en altitude.

#### a) Définition du domaine du calcul

Le domaine d'étude a été choisi de manière à pouvoir établir les conditions initiales et de bord du modèle météorologique pour reproduire les influences de la chaîne alpine et des vallées sur la ventilation locale et régionale. Ce domaine recouvre l'ensemble de la Suisse excepté l'Engadine dans le canton des Grisons à l'Est du pays. Il a été nécessaire de définir un domaine suffisamment grand pour simuler correctement ces conditions et les effets de la topographie régionale et locale sur les vents pour l'ensemble de la Suisse (Figure 56). Les limites de ce domaine ont également tenu compte des conditions de bord en ne passant pas par des sommets montagneux qui peuvent avoir des effets déstabilisants sur les calculs.

La supercellule du 18 juillet 2005 a passé au-dessus de la région du lac Léman. Pour cela, un maillage de 5 km a été réalisé pour le premier domaine et un maillage de 10 km pour le deuxième domaine à l'extérieur. Les coordonnées du domaine d'étude sont les suivantes:  $x_1 = 470'000$  m;  $y_1 = 60'000$  m;  $x_2 = 810'000$  m;  $y_2 = 310'000$  m.

Les champs de vents sont calculés à une échelle régulière pour la région du lac Léman avec une maille horizontale de 5 km. Malheureusement, il n'a pas été possible de définir des mailles régulières plus fines pour l'ensemble du domaine pour des questions de puissance de calcul.

La Figure 55 présente le maillage retenu pour le modèle météorologique APF avec une distance horizontale entre les points de grille atteignant 5 km pour le domaine d'intérêt, à proximité du lac Léman et de 10 km pour ceux situés à l'extérieur de ce domaine.

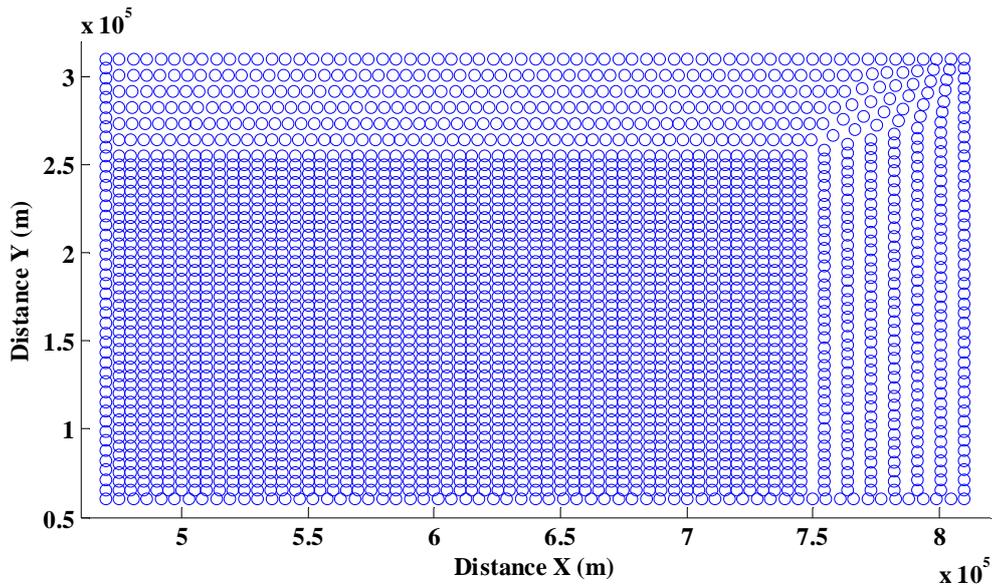


Figure 55. Points de grille du domaine du modèle météorologique APF

Une fois le domaine de calcul défini, l'altitude correspondante à chaque point du réseau a été attribuée. Ce processus a pu être réalisé à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT) fourni par la NASA, avec une résolution horizontale de 30 x 30 mètres. Ce MNT a été nécessaire car le MNT25m ne couvre pas les bords extérieurs de la Suisse. Les résultats obtenus sont illustrés dans la Figure 56, avec la topographie du domaine de calcul et les points de grille superposés au-dessus de la Suisse.

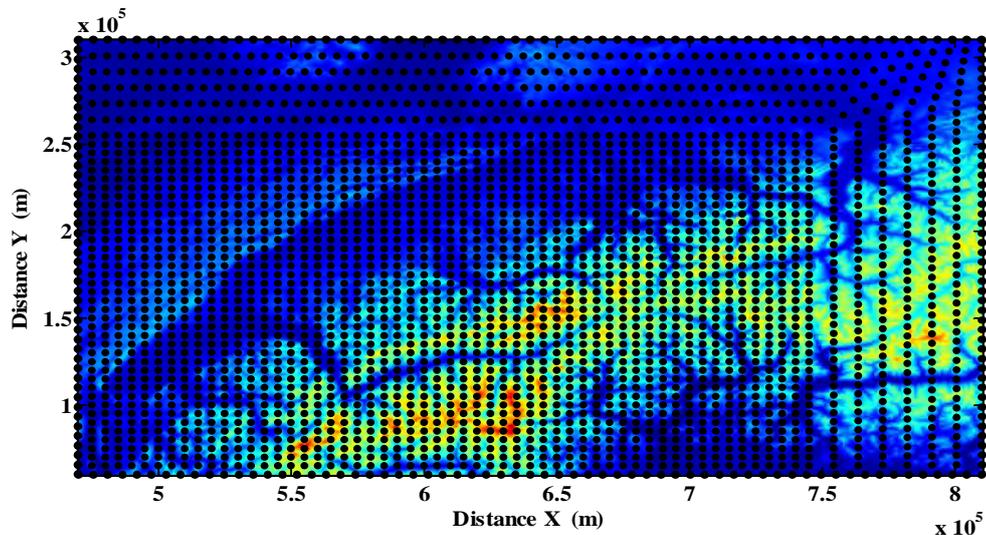


Figure 56. Topographie du domaine de calcul des champs de vent en Suisse par le modèle APF (dégradé des couleurs) et les points de grille du domaine en noir)

Le domaine de calcul du modèle hydrodynamique comprend également un maillage irrégulier dans la dimension verticale sur 9 niveaux avec le premier niveau à 50 m/sol et le dernier à une altitude de 8000 m/sol. L'altitude maximale du dernier niveau correspond en gros à la limite supérieure de la troposphère, où se produisent les principaux phénomènes météorologiques influençant le temps et la ventilation près du sol.

b) Calcul de vent

Le champ de vent a été estimé avec le modèle météorologique hydrodynamique APF. Celui-ci permet de calculer des champs de vent et de température, ainsi que d'autres paramètres (de turbulence) dans une topographie accidentée pour une situation météorologique particulière en résolvant les équations de continuité, de Reynolds (Navier–Stokes plus turbulence) (Montavon, 1998a et 1998b).

Les aptitudes de ce modèle ont été contrôlées à l'échelle régionale dans le cadre de recherches menées sur l'évaluation du potentiel éolien dans les régions de Sargans et du Schwyberg à l'aide de la modélisation et de mesures in situ (Fallot et al., 2011 et 2012).

Le modèle APF peut être utilisé pour définir les paramètres suivants :

- vitesse et direction du vent en altitude,
- stabilité de l'air (stratification thermique),
- vitesse de frottement,
- rugosité du terrain,
- température.

Ces paramètres sont utilisés comme conditions de bord et initiales pour les simulations réalisées avec le modèle de calcul par une méthode des éléments finis programmée en Fortran. Les champs de vents ont été calculés pour 9 niveaux dans la dimension verticale, avec une dénivellation croissante entre les niveaux avec l'altitude.

Le modèle météorologique hydrodynamique APF peut calculer des champs des vents pour 36 secteurs angulaires à 10 degrés avec différentes vitesses et stabilité de l'air, tout en tenant compte de leur fréquence moyenne d'apparition pour obtenir une moyenne annuelle réaliste des vents. Le calcul d'une telle moyenne pour l'ensemble de la Suisse demande beaucoup de temps. Les champs de vents ont été calculés pour différents niveaux en altitude uniquement pour la direction de vent  $210^{\circ}$  correspondant à celle du 18 juillet 2005.

La vitesse et la direction du vent géostrophique introduites dans le modèle météorologique pour un secteur donné sont supposées constantes en altitude au sommet du domaine. Le modèle calcule ensuite la vitesse et la direction du vent près du sol en tenant compte de la rugosité du terrain (vitesse de frottement) et de la topographie (déviation et canalisation des courants).

Pour le calcul, la vitesse géostrophique introduite dans le modèle APF est de 18 m/s mesurée le 18 juillet 2005. La température de l'air de référence a été fixée à  $0^{\circ}\text{C}$  ou  $273.16^{\circ}\text{K}$ . La densité de l'air varie dans le temps et dans l'espace en fonction de la température et de l'humidité de l'air.

Les résultats obtenus avec le modèle météorologique APF sont présentés dans la Figure 57 et la Figure 58 pour le secteur de vent  $210^{\circ}$  à l'altitude de 100 m/sol (= niveau 3 du modèle) et 3000 m/sol (= niveau 6 du modèle) au 2<sup>ème</sup> pas de temps de calculs lorsqu'ils sont stabilisés. Ces figures présentent la topographie du domaine (fond) et le champ de vent (les flèches roses).

La Figure 57 illustre les effets de la rugosité et de la topographie (déviation et canalisation des courants dans les vallées) sur le champ de vent. Les vitesses moyennes les plus élevées apparaissent sur les sommets des montagnes où la rugosité du sol est la plus faible et les vitesses les plus basses au fond des vallées. Ces vitesses varient aussi fortement au fond des vallées en fonction de leur orientation par rapport à la direction du vent géostrophique en altitude.

Pour certaines vallées, la canalisation est moins bonne et pour cette raison, il conviendrait de calculer le champ de vent avec une résolution plus fine afin de mieux reproduire les effets de canalisation des Alpes. Mais cela nécessite plus de puissance de calcul et de temps de simulation.

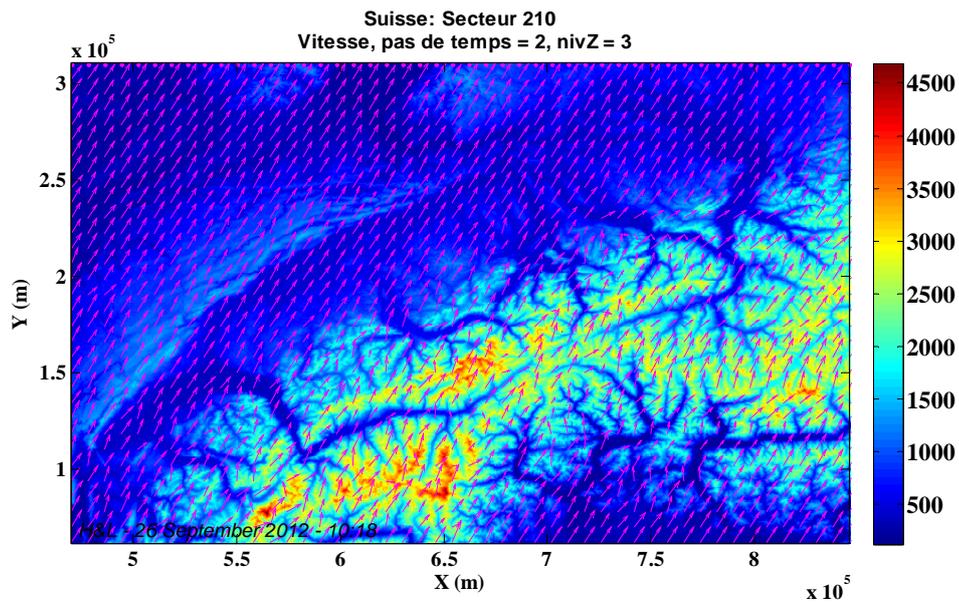


Figure 57. Champs de vent calculés par le modèle météorologique APF pour la Suisse à 100 m/sol pour un vent géostrophique de secteur 210° (les fleches roses représentent les vents et les couleurs l'altimétrie)

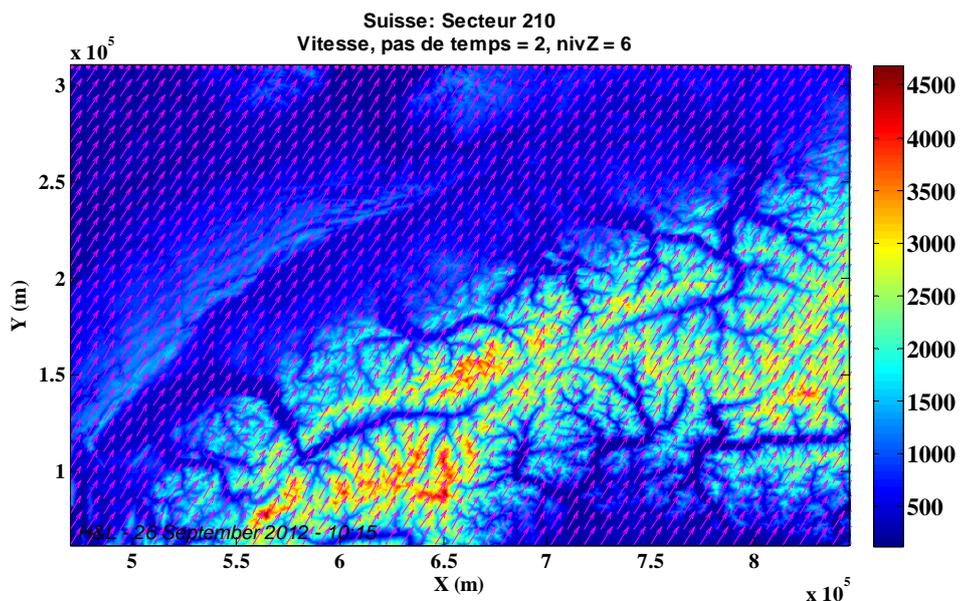


Figure 58. Champs de vent calculés par le modèle météorologique APF pour la Suisse à 3000 m/sol pour un vent géostrophique de secteur 210° (les fleches roses représentent les vents et les couleurs l'altimétrie)

Le champ des vents présenté dans la Figure 58 est utilisé pour déplacer les nuages développés dans le modèle MPF pour reproduire la structure de la pluie de la supercellule du 18 juillet 2005. Pour pouvoir utiliser le champ de vent obtenu, il a été interpolé à la résolution du modèle hydrologique MPF.

#### Résultats :

Les résultats présentés dans cette sous-section sont basés sur les hypothèses présentées plus haut et sur les données obtenues de MétéoSuisse pour pouvoir reproduire la structure de la pluie du 18 juillet 2005. Ce calcul a été effectué en vue de valider le modèle MPF sur la distribution spatio-temporelle de la pluie.

Les nuages développés ont un comportement imposé par l'équation d'advection-diffusion (21). Il s'agit des différentes étapes concernant l'évolution du nuage et implicitement de

l'intensité de la pluie. Au début de l'épisode, un nuage a une taille relativement petite avec une intensité locale élevée autour du centre du nuage ; puis, pendant la simulation, il s'agrandit et couvre une surface plus grande alors que l'intensité de la pluie diminue.

Pour illustrer ce comportement, un exemple a été choisi où les deux nuages ont les mêmes caractéristiques, c'est-à-dire les mêmes paramètres de départ. Ils ont été positionnés au-dessus du lac Léman, éloignés l'un de l'autre. La Figure 59 montre la position des nuages au-dessus de la Suisse, avec les couleurs représentant l'intensité de la pluie.

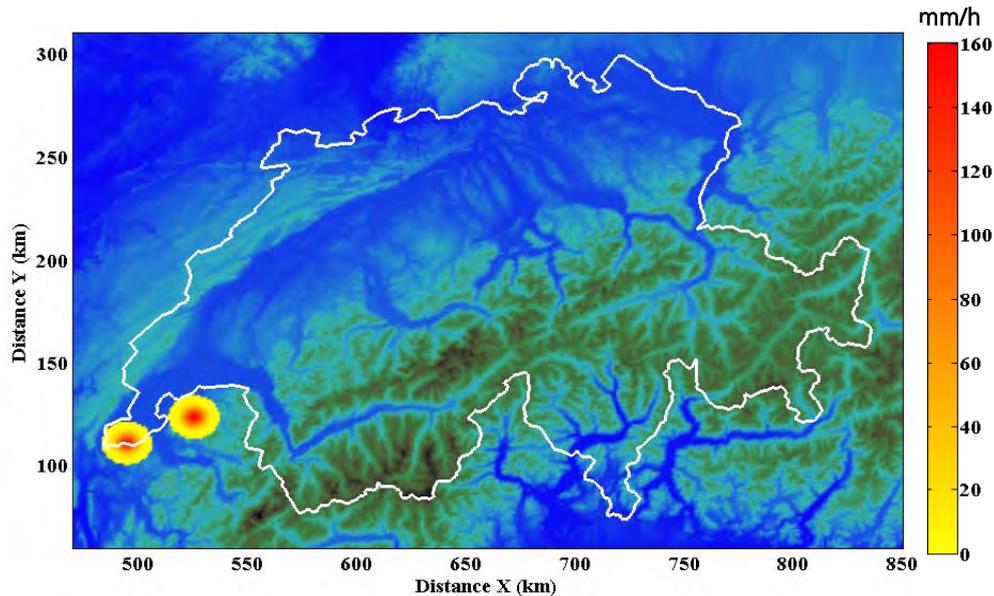


Figure 59. Développement et position des nuages, étape I (la barre en couleurs représente l'intensité de la pluie en mm/h)

Les paramètres utilisés sont indiqués dans le Tableau 4. Ils ont été choisis en tenant compte des caractéristiques présentées par Jinno et al., (1993).

Tableau 4. Paramètres de l'équation d'advection-diffusion; premier test

$I$ (mm <sup>3</sup> /s)	$V_{\text{moy}}$ (m/s)	$t$ (min)	$x_{01}, x_{02}$ (km)	$y_{01}, y_{02}$ (km)	$D_x$ (m <sup>2</sup> /min)	$D_y$ (m <sup>2</sup> /min)	$\gamma$ (min <sup>-1</sup> )
160	18	5	499 et 530	115 et 128	7000	5000	10 - 4

Dans ce tableau,  $I$  représente l'intensité maximale de la pluie mesurée,  $v$  est la vitesse moyenne du vent,  $t$  est le temps d'occurrence de la cellule,  $x_0$  et  $y_0$  représentent les coordonnées de la position initiale des nuages,  $D_x$  et  $D_y$  sont les coefficients de diffusion et  $\gamma$  est le coefficient de dissipation de l'intensité de la pluie.

La Figure 60 et la Figure 61 présentent deux phases intermédiaires de développement des nuages durant la simulation. Pendant la simulation, les nuages qui ont au début une forme allongée, se collent et il ne reste qu'un seul nuage distribué sur une surface plus grande mais avec des intensités de la pluie plus basses (Figure 61).

Ce comportement conduisant à la formation d'un seul nuage est dû à la variation du vent sur la trajectoire du mouvement. Le champ de vent utilisé est celui calculé avec le modèle météorologique APF (Figure 58) pour un angle de 210°.

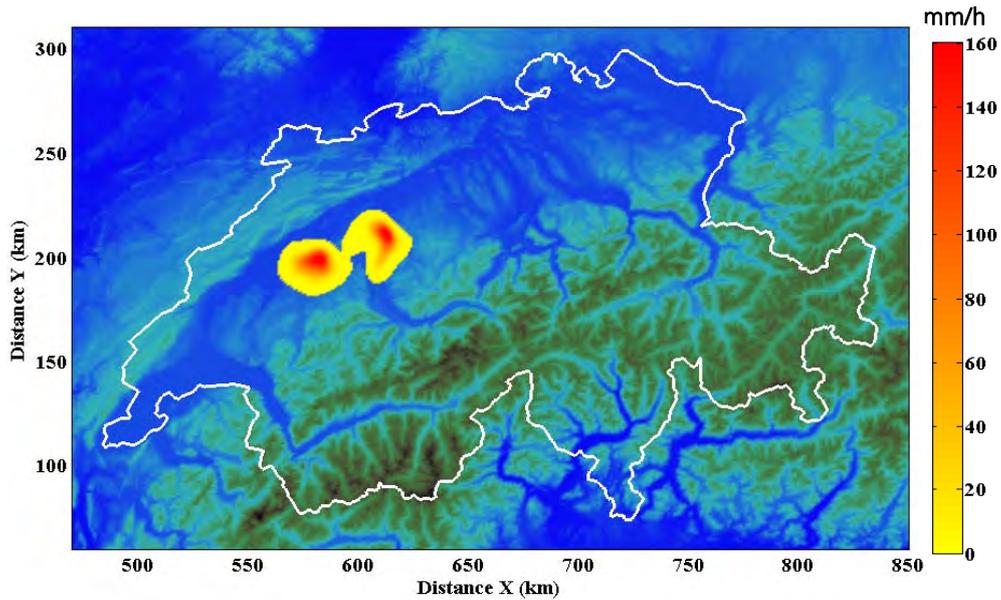


Figure 60. Développement des nuages étape II (la barre en couleurs représente l'intensité de la pluie en mm/h)

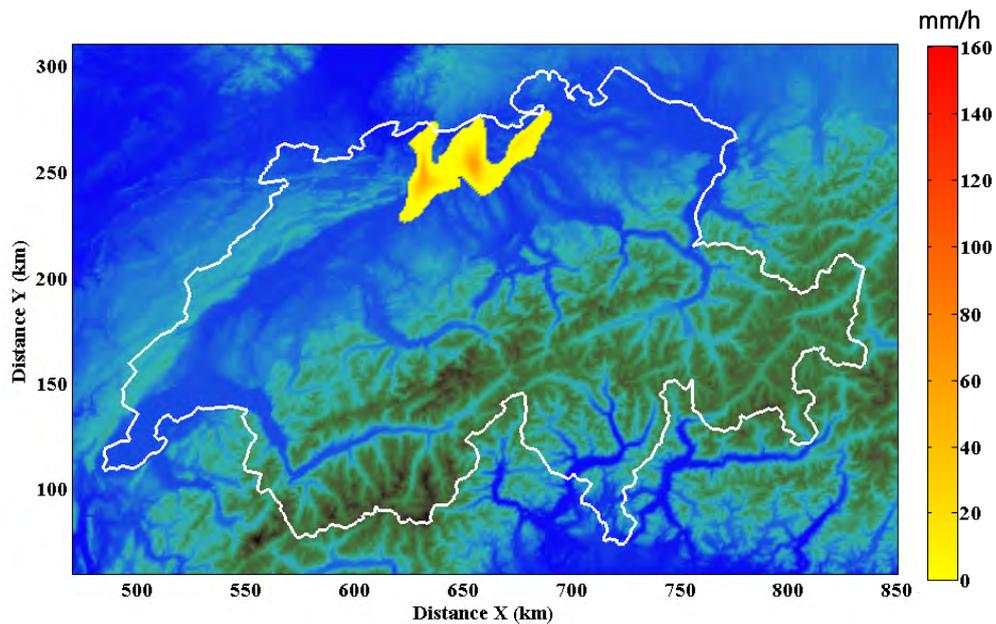


Figure 61. Développement des nuages étape III (la barre en couleurs représente l'intensité de la pluie en mm/h)

Dans ce qui suit, le comportement de chaque nuage pendant la simulation est présenté, en utilisant un algorithme développé dans le langage de programmation Matlab, de manière à pouvoir afficher les nuages sous une forme 3D.

Avec cette perspective, il est plus facile de voir le processus qui transforme deux nuages individuels en une seule cellule. Il convient de préciser que seules les zones de précipitations similaires à celles identifiées par le radar ont été reproduites ici. Il ne s'agit alors d'une visualisation en 3D de la partie du nuage générant des précipitations. La partie du nuage ne produisant pas de pluie est invisible pour le radar et par conséquent, elle n'est pas modélisée.

La Figure 62 à la Figure 64 montrent les trois mêmes phases de développement des nuages en trois dimensions que celles illustrées en deux dimensions dans la Figure 59 à la Figure 61.

## Modélisation des nuages en 3D

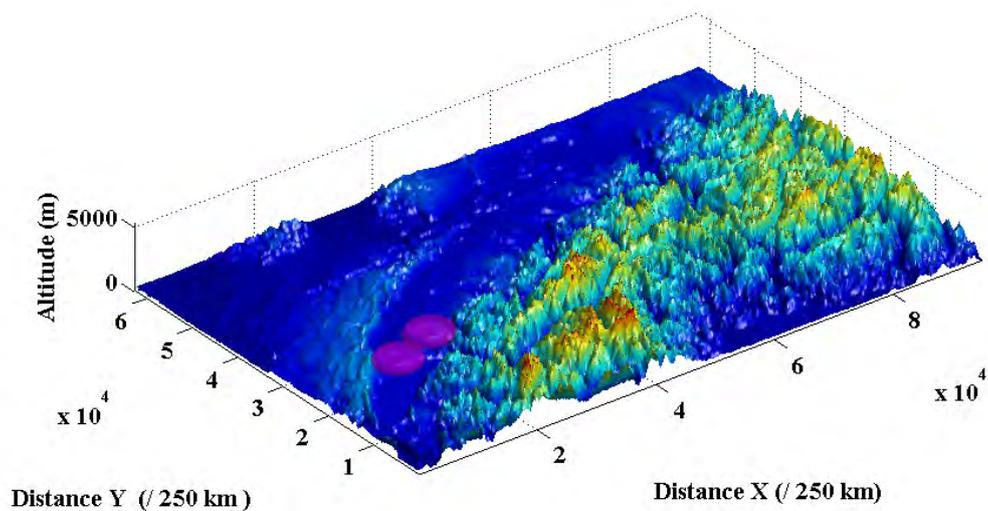


Figure 62. Développement des nuages (en rose) en 3 dimensions, étape I

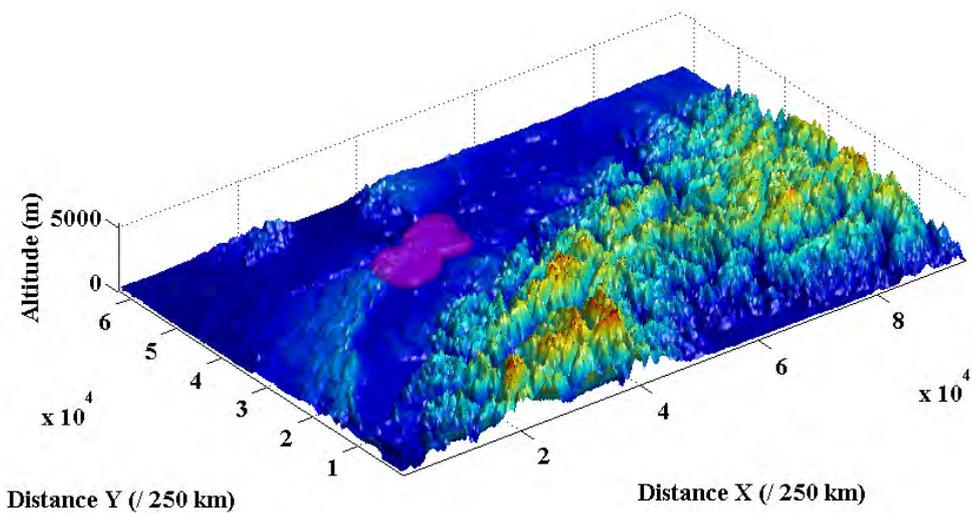


Figure 63. Développement des nuages (en rose) en 3 dimensions, étape II

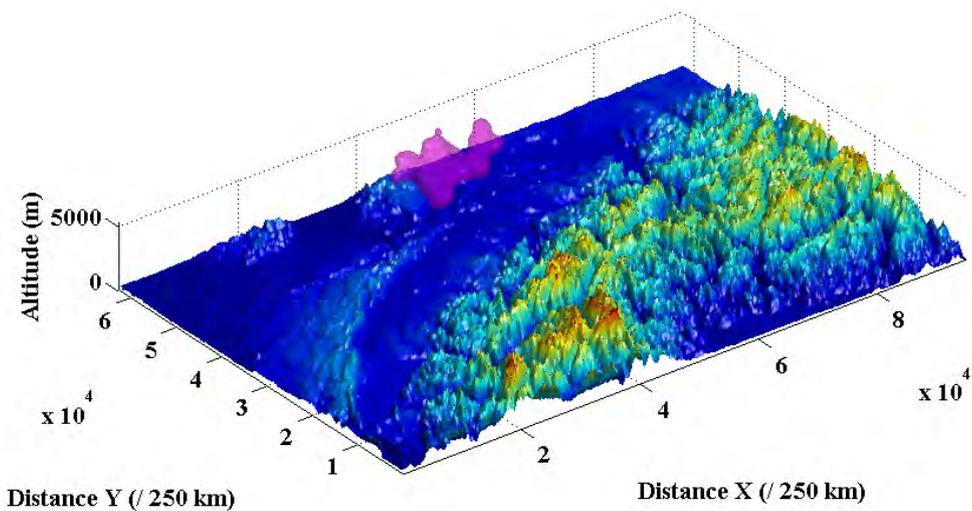


Figure 64. Développement des nuages (en rose) en 3 dimensions, étape III

Cette modélisation en 3 dimensions constitue une aide dans le développement des nuages pour se rapprocher de la forme et implicitement de la structure de la supercellule du 18 juillet 2005.

En regardant de plus près, les figures reconstituées à partir des images radar révèlent que la supercellule est déjà formée au-dessus du lac Léman. La Figure 65 représente la forme de la supercellule à partir des images radar quand elle se situe au-dessus du lac Léman.

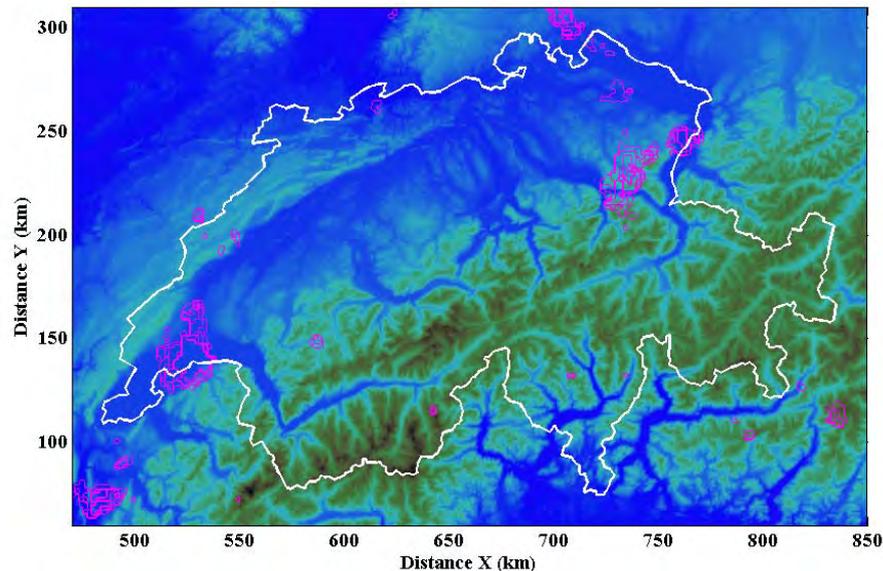


Figure 65. Forme de la supercellule (contours en rose) du 18 juillet 2005 au-dessus du lac Léman

Vu les résultats de la forme de la supercellule sur les images radar, un deuxième calcul a été nécessaire avec les nuages positionnés à l'extérieur de la Suisse. Ils ont été déplacés pour qu'ils aient le temps de se développer et de se grouper dans une seule cellule, comme la supercellule du 18 juillet 2005.

Ensuite, une analyse a été réalisée sur les paramètres de l'équation d'advection diffusion (équation (21)). Il s'agit des coefficients de diffusion en x et en y ( $D_x$ ,  $D_y$ ) et le coefficient de développement /dissipation de l'intensité de la pluie ( $\gamma$ ).

Les coefficients de diffusion sur l'axe x et y ( $D_x$ ,  $D_y$ ) influencent la forme du nuage et son évolution dans le temps. Les analyses réalisées sur ces deux paramètres constituent une aide dans la définition finale de la forme initiale des nuages au début de la simulation numérique. La Figure 66 présente un exemple de l'évolution de la section d'un nuage quelconque pour différentes valeurs du coefficient de diffusion. Cet exemple est présenté dans le but de montrer en détail l'influence du coefficient de diffusion sur la forme du nuage. La taille du nuage augmente avec la croissance de ce coefficient.

Les paramètres  $D_x$  et  $D_y$  ont été choisis après avoir calculé la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (en anglais root-mean-square deviation - RMSD). Cette équation est une mesure fréquemment utilisée pour les différences entre les valeurs prédites par un modèle et les valeurs réellement observées. L'équation utilisée est la suivante :

$$RMSD(\theta_1, \theta_2) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_{1,i} - x_{2,i})^2}{n}} \quad (23)$$

où  $x_{1,i}$  représente l'intensité de la pluie reproduite avec le modèle de nuage et  $x_{2,i}$  la structure de la pluie obtenue à partir du traitement fait sur les images radar.

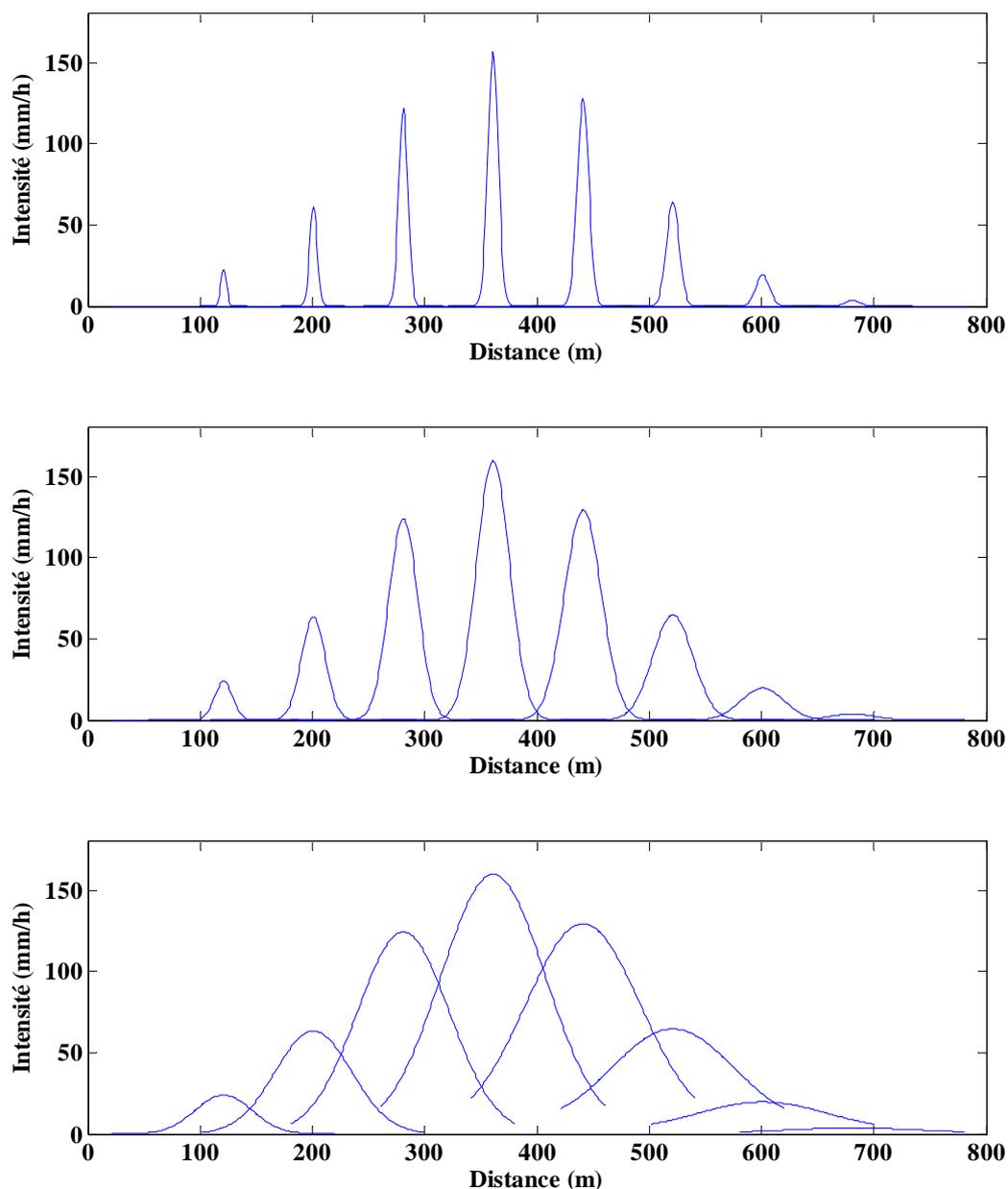


Figure 66. Évolution de la forme d'une section dans un nuage en fonction d'un coefficient de diffusion ( $D_x$  ou  $D_y$ )

Les coefficients retenus pour le calcul sont présentés dans le Tableau 5. Pour ces valeurs, l'erreur prédite avec l'équation RMSD est minimale. Les nuages utilisés dans la simulation ont des caractéristiques différentes, comme pour les images radar.

Tableau 5. Les coefficients de diffusion  $D_x$  et  $D_y$  retenus pour la simulation des nuages:

No. des nuages	L'identification finale des paramètres	
	$D_x$ ( $m^2/min$ )	$D_y$ ( $m^2/min$ )
Nuage I	$9 \times 10^3$	$8 \times 10^3$
Nuage II	$15 \times 10^3$	$5 \times 10^3$

Le paramètre de dissipation  $\gamma$  est un paramètre variable dans le temps qui contrôle l'évolution du nuage de la phase de développement à la phase de dissipation. Ce paramètre est décrit par une équation linéaire dans le temps, ayant au début des valeurs positives pour la phase de développement et des valeurs négatives vers la fin, durant la phase de dissipation. La Figure 67 illustre l'évolution de ce paramètre dans le temps.

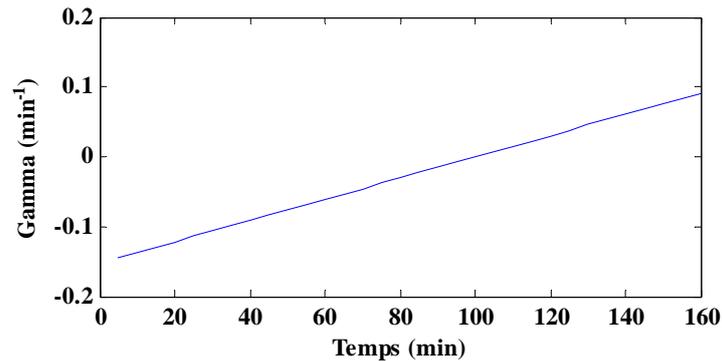


Figure 67. Variation du coefficient de dissipation dans le temps

Une fois ces paramètres établis, il faut vérifier si les nuages développés arrivent à suivre la trajectoire de la supercellule durant la période étudiée. La Figure 68 présente les nuages inclus dans le modèle MPF (en rouge-jaune) superposés sur les nuages obtenus à partir des images radar (en rose), pour trois moments de temps. Le pas de temps de la simulation est de 5 minutes. Les résultats obtenus montrent une bonne corrélation entre les nuages développés par le modèle et ceux reconstitués sur la base de données réelles.

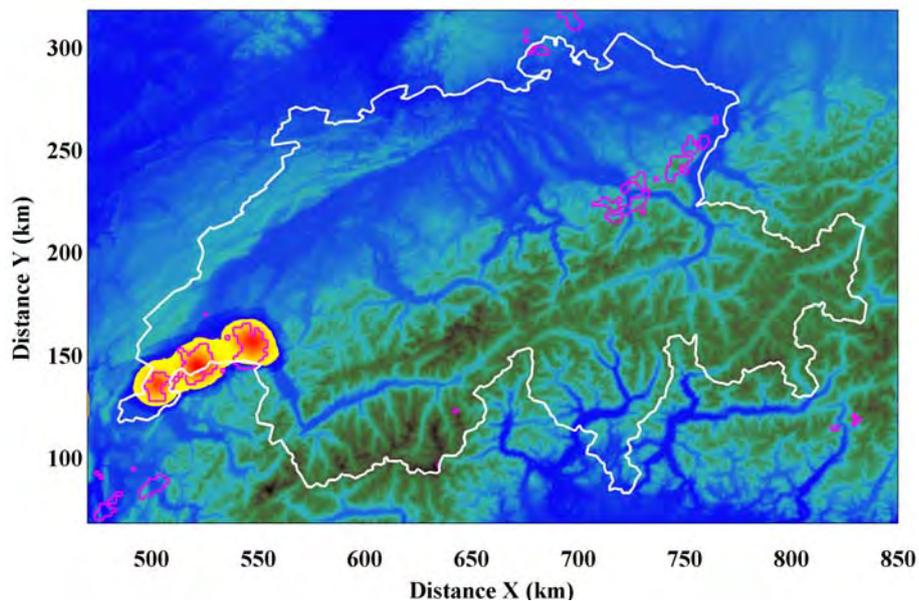


Figure 68. Superposition à trois moments de temps différents du déplacement des nuages modélisés par le modèle MPF (zones jaunes-rouges) et des images radar (contours en rose)

La bonne corrélation obtenue entre le vrai nuage supercellulaire et le modèle MPF permet de calculer les hyétogrammes de pluie. Ces hyétogrammes ont été calculés sur plusieurs points du terrain pour pouvoir ensuite les comparer avec ceux de l'épisode du 18 juillet 2005.

La Figure 69 à la Figure 76 présentent la structure de la pluie rencontrée dans les nuages développés avec le modèle hydrologique MPF (les graphiques à gauche) et à partir des images radar (les graphiques à droite) dans plusieurs points du domaine.

Les points choisis pour montrer la structure de la pluie sont situés le long du lac Léman et correspondent à la trajectoire de la supercellule. La position des points est exprimée en km.

Les résultats obtenus montrent une bonne corrélation sur la distribution de la pluie calculée avec les deux nuages développés dans le modèle MPF. Ces images révèlent qu'un orage de type supercellulaire ne produit pas des précipitations intenses sur de longues durées. Pour cette supercellule, l'intensité maximale de la pluie observée sur les images radar est de 160

mm/h. Cette valeur se retrouve aussi sur les hyétoigrammes calculés par le modèle hydrologique MPF.

La Figure 71 et la Figure 72 représentent les hyétoigrammes de pluie (avec un pas de temps de 5 minutes) pour les points où la supercellule atteint la phase maximale de développement. L'intensité de la pluie reste constante à la valeur maximale seulement durant 10 minutes. Ensuite, l'intensité chute brutalement de la moitié de la valeur maximale.

L'absence de pluie sur les hyétoigrammes déterminés avec le modèle MPF peut s'expliquer par le fait que dans le cas des images radar, plusieurs petits nuages se développent en même temps à côté de la supercellule étudiée. Par contre, le modèle MPF n'a simulé que deux nuages de convection. L'existence de plusieurs petits nuages peut être observée sur les images radar dans la Figure 44 à la Figure 46.

La Figure 75 et la Figure 76 présentent la phase finale de la supercellule où l'intensité est beaucoup plus petite, car elle commence à se disperser.

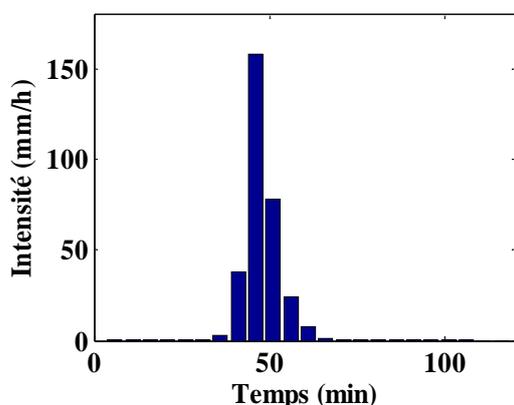


Figure 69. Hyétoigramme de pluie – modèle des nuages  
[x = 508 km, y = 132 km]

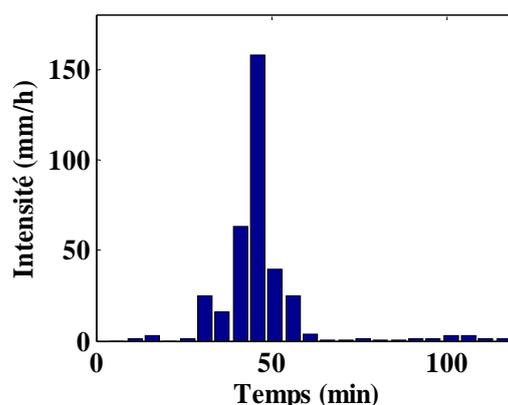


Figure 70. Hyétoigramme de pluie – images radar  
[x = 508 km, y = 132 km]

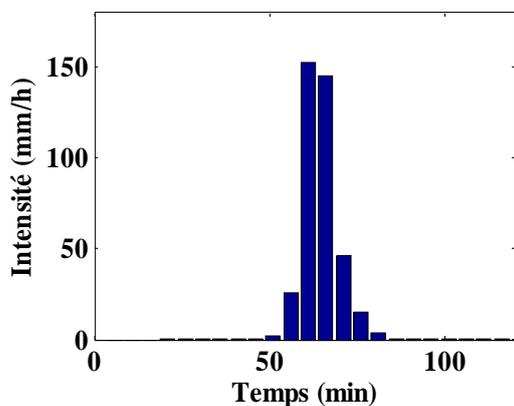


Figure 71. Hyétoigramme de pluie – modèle des nuages  
[x = 530 km, y = 143 km]

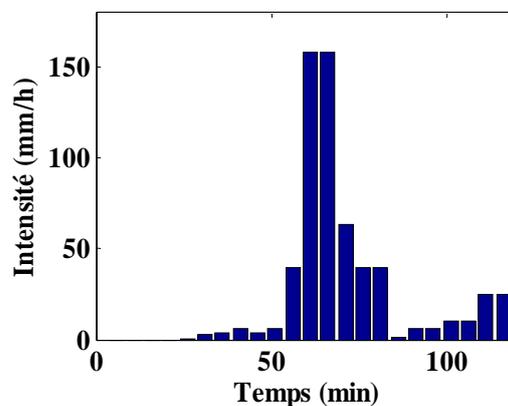


Figure 72. Hyétoigramme de pluie – images radar  
[x=530, y=143]

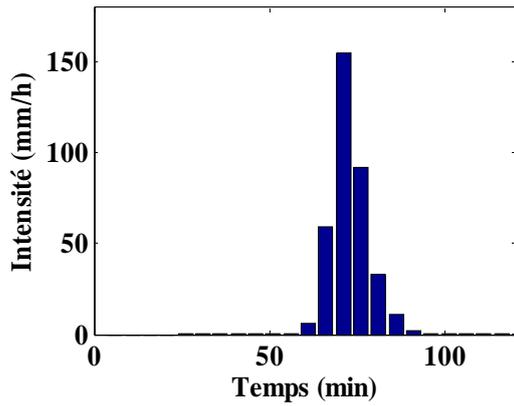


Figure 73. Hyéto gramme de pluie – modèle des nuages [x = 539 km, y = 151 km]

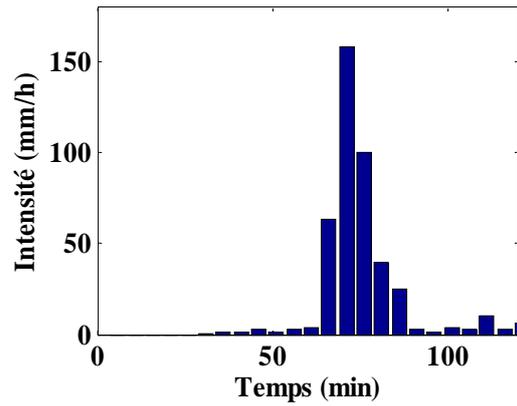


Figure 74. Hyéto gramme de pluie – images radar [x = 539 km, y = 151 km]

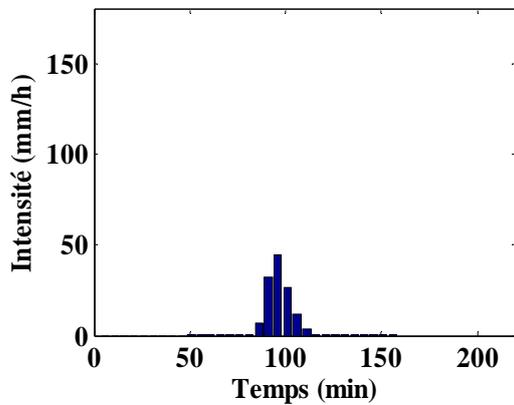


Figure 75. Hyéto gramme de pluie – modèle des nuages [x = 569 km, y = 169 km]

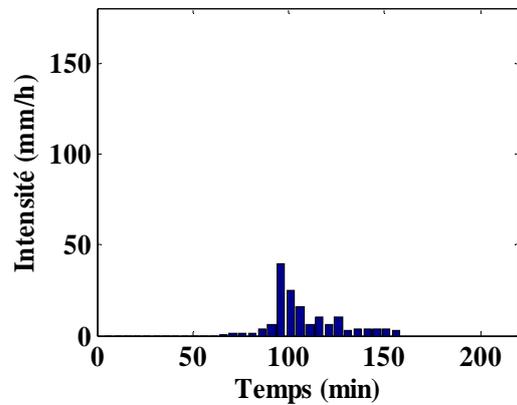


Figure 76. Hyéto gramme de pluie – images radar [x = 569 km, y = 169 km]

Cette bonne corrélation obtenue entre les hyéto grammes pour plusieurs points du terrain confirme que le modèle MPF est capable de reproduire la structure de la pluie pour l'orage analysé. Cela montre que le modèle MPF peut être utilisé pour distribuer la PMP dans le temps et dans l'espace.

Les résultats présentés plus haut confirment le fait que les supercellules ne produisent pas de précipitations sur une longue durée et qu'elles sont associées à de fortes précipitations, mais dans un intervalle de temps réduit. La supercellule étudiée a été accompagnée de chutes de grêlons de grande taille, comme des balles de ping-pong. La Figure 77 illustre le diamètre des grêlons produits par la supercellule étudiée (à gauche) et l'accumulation de grêle dans un endroit proche du Léman le même jour (à droite).



Figure 77. Photos prises après le passage de l'orage supercellulaire au-dessus du Léman le 18 juillet 2005 (MétéoSuisse, consulté le 25 sept. 2012)

#### 4.4. Conclusion

Le chapitre 4 présente les bases théoriques de la méthode de distribution spatio-temporelle de la pluie du modèle MPF, ainsi qu'une validation de cette méthode sur un épisode d'orage supercellulaire.

La distribution spatio-temporelle de la pluie est nécessaire car la carte de PMP n'a pas la même résolution spatiale fine que le MNT et une distribution homogène dans l'espace et constante dans le temps est insuffisante. Dans le cas des simulations faites à partir des cartes de PMP, la structure de la pluie peut aussi avoir une influence sur la forme finale de l'hydrogramme à l'exutoire, comme le montrent les chapitres suivants.

La pluie est distribuée à l'aide d'une équation d'advection-diffusion dans laquelle une composante de la direction de vent a été introduite, dans le but de pouvoir utiliser un champ vectoriel de vent calculé avec un modèle météorologique.

La validation de ce modèle a été réalisée sur un épisode d'orage supercellulaire à partir des images radar fournies par MeteoSuisse. Ceci a été nécessaire, car il n'existe pas de données mesurées de PMP qui pourraient être utilisées pour la validation.

La comparaison entre les hyétoigrammes obtenus sur le terrain avec le modèle MPF et ceux basés sur le traitement des images radar montre une bonne corrélation, ce qui prouve que le modèle MPF est capable de reproduire des structures de pluie réalistes.

Mais les zones de précipitations calculées par le modèle MPF sous les nuages numériques ne font pas la distinction entre celles tombant sous forme liquide (pluie) et celles sous forme solide (neige, grésil, grêle). Il convient pour cela de recourir à un modèle physique capable de reproduire la formation et le grossissement des gouttes de pluie et des cristaux de glace dans des nuages réels à partir des équations de Caniaux (1993) à l'image de celui développé par Goulpié (2004). Un tel modèle pourrait être couplé ou intégré dans le modèle MPF pour une meilleure simulation des nuages et des précipitations liquides et solides à une échelle fine.



### 5.1. Contexte

Un modèle hydrologique est un ensemble d'équations mathématiques représentant l'état d'un bassin versant et l'évolution du cycle de l'eau par rapport à des conditions météorologiques spécifiques. La partie de routage du modèle MPF est basée sur une combinaison d'équations mathématiques représentant les processus hydrologiques de ruissellement d'eau de surface, d'écoulement d'eau en subsurface, d'infiltration et d'exfiltration d'eau. Ce modèle n'intègre que les processus hydrologiques en amont du bassin versant et ne tient pas compte de la réponse de l'ouvrage, notamment du laminage des crues par les ouvrages hydrauliques régulés.

La Figure 78 présente la schématisation des processus hydrologiques développés dans cette partie.

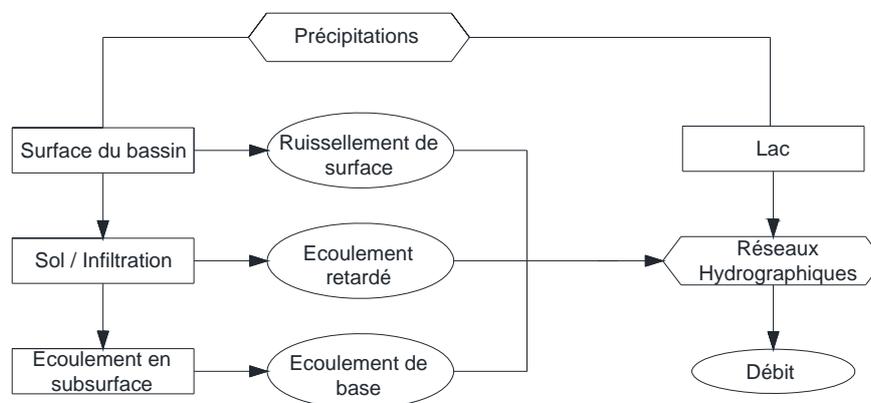


Figure 78. Schéma avec les processus hydrologique modélisés

Les sections suivantes présentent les étapes successives de la modélisation de chaque processus intervenant dans le cycle hydrologique pour arriver à la détermination du débit. L'idée de base est de réaliser un modèle ayant un minimum de variables, qui ont toutes un sens physique et peuvent être définies facilement avec les données disponibles.

Le premier progrès réside dans la mise à disposition des utilisateurs de modèles numériques à maille de plus en plus fine. Au début de ce travail, seul le modèle numérique de terrain avec une résolution de 25 m (MNT 25) du service topographique fédéral était disponible. Aujourd'hui, des modèles numériques de terrains et de surface sont disponibles avec une résolution de 2m ou moins (Office fédéral de topographie swisstopo).

Cette augmentation de la densité du maillage a pour corollaire la nécessité de disposer de la même densité sur la répartition spatiale des grandeurs caractéristiques de la surface du sol et d'autres grandeurs physiques entrant en jeu dans le calcul des écoulements.

En pratique, il est impossible de calibrer tous les paramètres individuels avec la même résolution que le MNT. La seule manière de mettre en perspective une répartition spatiale des variables consiste à tirer parti de l'équilibre local des flux d'eau en simplifiant la formulation locale.

C'est pourquoi, à l'échelle de la petite surface locale, l'écoulement n'est défini que par la rugosité et les coefficients d'infiltration initiaux et finaux. Un volume de subsurface est nécessaire et il peut être vu comme une zone non saturée comprenant une part de vide qui se comble avec les précipitations. Ce volume vide (noté  $V_{vide}$ ) est parallèle à la surface du terrain. Il pourrait varier en fonction du type de lithologie.

Dans ce volume, l'eau s'évacue horizontalement en fonction de loi de Darcy. Ainsi, ces volumes peuvent créer une exfiltration et partant maintenir un écoulement en rivière sur une longue durée permettant de reproduire la lente décrue.

C'est par le biais d'une pluie initiale que les volumes sont remplis et cette pluie est calée de manière à reproduire le débit initial mesuré dans les rivières.

Comme on peut le constater, tous ces paramètres ont un sens physique et de ce fait peuvent être approximés avant une première simulation en fonction de la carte des types de sol.

Un calage fin des paramètres du bassin peut être effectué sur la base d'une simulation d'un épisode de pluie avec des mesures de débit. Normalement, une simulation suffit au calage et une deuxième permet de contrôler la robustesse des paramètres.

## 5.2. Conception: modélisation de l'écoulement d'eau de surface

Cette section présente les bases théoriques de la modélisation de l'écoulement de surface adoptée pour le modèle MPF. La première sous-section présente l'algorithme développé pour la propagation d'eau d'une cellule à l'autre, c'est-à-dire comment les rivières se forment. La deuxième sous-section montre la forme supposée pour le lit des rivières et les équations de calcul de vitesses d'écoulement. Et la troisième sous-section décrit une équation de transfert d'eau développé à partir de ces vitesses et de l'équation de continuité.

### 5.2.1. Propagation de l'eau sur le terrain

L'approche de la modélisation d'écoulement en surface est basée sur un dépassement de la capacité d'infiltration du sol (Horton, 1933) et sur un dépassement du seuil de saturation du sol (Dunne & Black, 1970). Le modèle MPF développé a été réalisé à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT 25 x 25 m) et la pluie a été mesurée sur le terrain ou extraite à partir de cartes de type PMP.

L'algorithme utilisé dans cette partie est un algorithme distribué où on calcule le volume d'eau qui se propage de voisin en voisin à l'échelle de la maille utilisée. Le transfert d'eau est réalisé à partir d'une cellule du terrain vers toutes ses cellules voisines situées à une altitude plus basse. Chaque cellule peut donner ou recevoir un volume d'eau en fonction de la pente et de la vitesse d'écoulement. Le volume d'eau donné vers chaque cellule en aval est proportionnel à la pente. Les cellules ayant une pente plus élevée vont recevoir une quantité d'eau plus grande.

La Figure 79 présente une cellule du terrain qui reçoit de l'eau des 5 cellules voisines en amont et qui donne de l'eau à 3 cellules en aval en même temps. La propagation des volumes d'eau d'une cellule à l'autre se poursuit jusqu'à l'exutoire du bassin suivant un algorithme de type « directions multiples d'écoulement » (MFD, multiple flow directions) (Quinn et al., 1991). L'exutoire est déterminé à la fin comme le point avec le débit maximal.

La direction d'écoulement de l'eau est déterminée parmi les 8 directions possibles, une pour chaque voisin, discrétisées aux angles de 0, 45, 90,... 315 degrés, correspondant à la méthode D8 (8 direction d'écoulement). Cette méthode consiste à trouver la plus petite pente entre la cellule analysée et les huit cellules voisines. Elle a été introduite par O'Callaghan & Mark (1984) et améliorée par Jenson & Domingue (1988); Tarboton (1989) et

Quinn et al., (1991). Le modèle MPF utilise la dernière version de cette méthode (Quinn et al., 1991). En utilisant cet algorithme, la dispersion d'eau sur le terrain est faite d'une cellule vers les cellules voisines avec des altitudes plus basses, c'est-à-dire pour toutes les pentes positives.

Pour identifier les index des cellules voisines, un algorithme réalisé par Schwanghart en 2007 et disponible librement sur internet a été intégré dans le modèle hydrologique MPF.

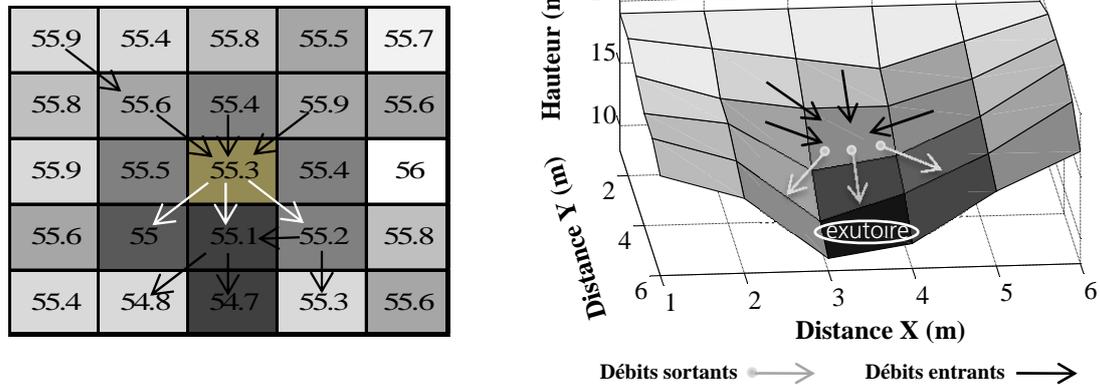


Figure 79. Distribution d'eau pour une cellule de terrain

La Figure 79 montre une partie de terrain avec les altitudes et l'écoulement d'eau d'une cellule à l'autre. La cellule avec l'altitude minimale représente l'exutoire.

### 5.2.2. Régime d'écoulement

Le modèle MPF tient compte de trois régimes d'écoulement, à savoir les régimes d'écoulement en nappe, peu-profond et en rivière (NRCS, 1986; SCS, 1986; Schiariti, consulté en 2012 ; Breña, 2007).

Dans la partie supérieure, en amont du bassin versant, les premiers 10 à 100 m sont caractérisés par un régime d'écoulement en nappe (SCS, 1986). Comme la vitesse d'écoulement est faible, tout comme les volumes impliqués, l'influence de cette vitesse a été estimée à l'aide d'un paramètre constant.

Ensuite, dans le reste du bassin, le régime d'écoulement peu profond est rencontré sur les versants du bassin et le régime d'écoulement en rivière dans les ruisseaux principaux. Le passage d'un régime à l'autre est défini par la pente du terrain. Pour les deux régimes, les vitesses d'écoulement sont calculées en fonction de l'équation de Manning (Manning, 1895). Même si l'équation est la même, les vitesses calculées sont différentes pour chaque régime d'écoulement. Cette différence est donnée par les coefficients utilisés, c'est-à-dire par des coefficients de rugosité, les pentes et les coefficients de largeur des cours d'eau différents. Ces paramètres sont expliqués plus bas.

L'équation de Manning est écrite ci-dessous:

$$v = \frac{1}{n} R_h^{2/3} \cdot S^{1/2} \quad (24)$$

où:

- $v$  est la vitesse d'écoulement exprimée en m/s,
- $R_h$  est le rayon hydraulique exprimé en m,
- $n$  est le coefficient de rugosité exprimée en  $m^{1/3}/s$ ,
- $S$  est la pente pour chaque cellule.

Le calcul de la pente  $S$  est donné par le rapport entre le dénivelé de deux cellules et leur distance.

La pente est donnée par le sinus de l'angle entre le terrain et l'horizontale :

$$S = \sin \lambda = \frac{H_v - H_c}{d} \quad (25)$$

où:

- $\lambda$  est l'angle entre l'horizontale et le terrain

Un autre facteur important à déterminer dans l'équation de Manning (24) pour calculer les vitesses d'écoulement est la rugosité. Cette dernière a été estimée en fonction du tableau suivant :

**Tableau 6. Coefficient de rugosité  $n$  :**

Nature de lit	$n$
Lit naturel propre à fond lisse	0,020
Lit naturel propre à fond rugueux	0,030 à 0,05
Lit naturel avec végétation	0,05 à 0,1

Source : (Bartha et Javgureanu, 1998)

La rugosité a aussi été définie en fonction de chaque régime d'écoulement, car la nature du lit varie en fonction de la position sur le terrain. En utilisant des rugosités et des largeurs de cours d'eau différents, les vitesses d'écoulement sont aussi différentes pour chaque régime d'écoulement menant à des hydrogrammes de crue différents (la forme de la courbe de débit et le temps de concentration) pour le même épisode de crue (Figure 83). Certains exemples sont montrés dans l'Annexe B.

Plusieurs tests et hypothèses ont été réalisés pour établir les caractéristiques spécifiques de chaque type d'écoulement. La première hypothèse concerne la section transversale des lits des rivières permettant de déterminer le rayon hydraulique  $R_h$  (rapport entre la surface mouillée  $A$  et le périmètre mouillé  $P$ ).

$$R_h = A/P \quad (26)$$

Il a été choisi d'utiliser une section transversale sous la forme d'un rectangle. Pour une section transversale rectangulaire, la surface et le périmètre sont estimés avec les formules suivantes :

$$A = h_{eau} \cdot L \quad (27)$$

$$P = 2h_{eau} + L \quad (28)$$

où:

- $L$  est la largeur des ruisseaux exprimée en m,
- $h_{eau}$  est la hauteur d'eau sur le terrain exprimée en m.

La hauteur d'eau sur le terrain influence fortement les vitesses d'écoulement. Plus cette hauteur est grande, plus les vitesses augmentent et vice versa.

La deuxième hypothèse concerne la largeur des cours d'eau relative à la résolution de la maille du MNT utilisée. Dans la nature, la largeur des canaux formés, même dans le cas des précipitations extrêmes, ne dépasse pas 25 mètres. Cette largeur est la taille minimale des cellules utilisées dans le modèle MPF. Cette assertion montre la nécessité d'introduire une mesure de la taille des cours d'eau formés dans le modèle.

La Figure 80 montre des lits de petits canaux déjà formés sur des bassins alpins. Sur les trois images, la taille des cours d'eau est plus petite que la référence de 25 mètres, qui correspond à la résolution minimale des MNT utilisée. La largeur des chenaux varie en fonction de la position sur le terrain. Sur les versants, la largeur est petite, mais elle s'agrandit par contre en bas (2<sup>ème</sup> image). Pour simuler ce comportement dans le modèle MPF, des largeurs différentes ont été définies pour les cours d'eau en fonction du régime d'écoulement.



Photo : Hertig, 2009, 2012

**Figure 80. Rivière naturelle donnée par la topographie sur deux bassins**

La largeur des cours d'eau sera introduite comme un paramètre dans le calcul de la surface mouillée. Ce paramètre représente le rapport entre la largeur du cours d'eau et la taille d'une cellule du MNT. Si la taille initiale du cours d'eau était considérée comme étant égale à la largeur de la cellule, ce paramètre représente un coefficient de correction qui réduit cette taille à une valeur plus proche de la réalité.

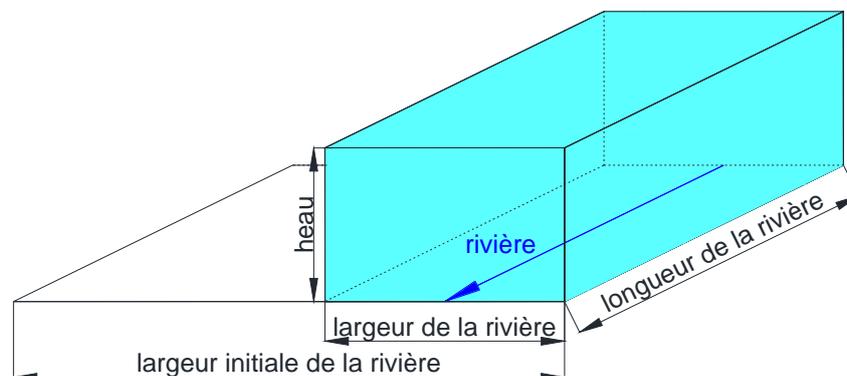
Finalement, la largeur de la rivière est calculée avec l'équation suivante:

$$L = C_c \cdot p \quad (29)$$

où:

- L est la nouvelle largeur corrigée du cours d'eau exprimée en m,
- $C_c$  est le coefficient de correction pour les cours d'eau (avec des valeurs entre 0,01 et 1),
- p est la largeur d'un pixel exprimée en m.

La Figure 81 illustre le concept de correction de la largeur de rivières sur un pixel du bassin.



**Figure 81. Exemple de correction de la rivière**

La hauteur d'eau sur le terrain varie avec le coefficient de correction. Elle augmente si la largeur du cours d'eau diminue et elle décroît si cette largeur augmente. Cette hauteur d'eau  $h_{eau}$  est calculée à partir du volume d'eau dans la cellule qui est connue, avec l'équation suivante :

$$h_{eau} = \frac{V}{longueur \cdot C_c \cdot p} \quad (30)$$

où:

- $V$  est le volume à chaque pas de temps exprimé en  $m^3$ ,
- $longueur$  est la longueur de la rivière exprimée en m.

Le volume d'eau est déterminé à chaque pas de temps avec un algorithme détaillé dans la sous-section suivante.

### 5.2.3. Calcul des volumes transférés

Pour estimer le volume transféré d'une cellule du terrain à l'autre, l'équation de continuité a été utilisée comme point de départ dans le développement du modèle MPF (Ryhming, 1991; Brater et al., 1996). Elle se présente sous la forme suivante :

$$Q = A \cdot v \quad (31)$$

où :

- $v$  est la vitesse d'écoulement exprimée en m/s,
- $A$  est la surface mouillée exprimée en  $m^2$ , c'est-à-dire  $h_{eau} \cdot L = h_{eau} \cdot C_c \cdot p$  (Figure 81, équation (27)),
- $Q$  est le débit exprimé en  $m^3/s$ .

Pour calculer le volume sortant ( $V_{sortant}$ ) d'une cellule du terrain pendant une durée de temps  $\Delta t$ ,  $V_{sortant} = Q \cdot \Delta t$ , cette formule étant multipliée par la durée :

$$V_{sortant} = A \cdot v \cdot \Delta t \quad (32)$$

Au même temps, le volume total d'eau présent dans la cellule de terrain et aussi dans la rivière, conformément à la Figure 81, est donné par :

$$V_{tot} = A \cdot d \quad (33)$$

où:

- $V_{tot}$  est le volume total présent sur une cellule du terrain exprimé en  $m^3$  ;
- $d$  est la distance entre la cellule et les cellules voisines exprimée en m.

Si les équations (32) et (33) sont divisées, il en résulte :

$$V_{sortant} = V_{tot} \cdot v \cdot \Delta t / d \quad (34)$$

La longueur de la rivière a été considérée égale à la distance entre les cellules ( $d$ ), estimée par l'équation suivante :

$$d = \sqrt{(x_c - x_v)^2 + (y_c - y_v)^2 + (H_c - H_v)^2} \quad (35)$$

où:

- $x_c, y_c$  sont les coordonnées des cellules en m;
- $x_v, y_v$  sont les coordonnées des cellules voisines en m;
- $H_c$  et  $H_v$  sont les altitudes des cellules et des cellules voisines exprimées en m.

Le volume total présent dans une cellule du terrain à un pas de temps  $t$  est donné par la somme du volume accumulé dans la cellule au pas de temps antérieur avec le volume ajouté par les précipitations locales au moment  $t$ . Le volume accumulé inclut le volume entrant dans la cellule au moment du temps antérieur  $t-1$  et le volume déjà présent au même moment  $t-1$ .

L'équation finale du volume sortant est définie comme suit :

$$V_{\text{sortant}}(x, y, t) = [V_{\text{accumulé}}(x, y, t) + V_{\text{pluie}}(x, y, t)] \cdot \frac{v \cdot \Delta t}{d} \quad (36)$$

où :

- $V_{\text{accumulé}}$  est le volume d'eau présent sur la cellule en surface, exprimé en  $\text{m}^3$ ,
- $V_{\text{pluie}}$  est le volume de la pluie sur une cellule, exprimé en  $\text{m}^3$ ,
- $v$  est la vitesse d'écoulement exprimée en  $\text{m/s}$ ,
- $\Delta t$  est le pas de temps exprimé en  $\text{s}$ .

Le volume sortant est distribué entre les cellules voisines en aval, selon l'équation (37):

$$V_{\text{entrant}}(x \pm 1, y \pm 1, t) = V_{\text{sortant}}(x, y, t) \frac{\text{pente}}{\sum \text{pentes}} \quad (37)$$

où :

- $V_{\text{sortant}}$  est le volume d'eau donné par une cellule en surface, exprimé en  $\text{m}^3$ ,
- $V_{\text{entrant}}$  est le volume d'eau reçu par une cellule en surface, exprimé en  $\text{m}^3$
- $\text{pente}$  est la pente et elle est normalisée par la somme des pentes entre la cellule et ses voisines en aval.

La sous-section suivante présente des résultats obtenus à partir de ces concepts théoriques.

#### 5.2.4. Résultats

La Figure 82 illustre la formation des ruisseaux (bleu ciel) et des rivières principales (bleu foncé) pour le bassin versant de l'Allenbach, sans modéliser en mode explicite un réseau de rivières. L'algorithme créé s'adapte bien à tous les bassins versants étudiés, présentés dans le chapitre 7.

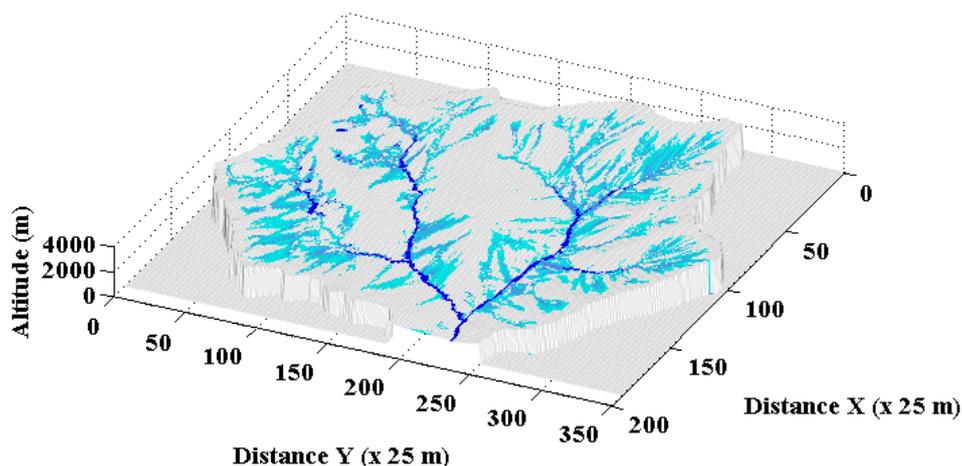
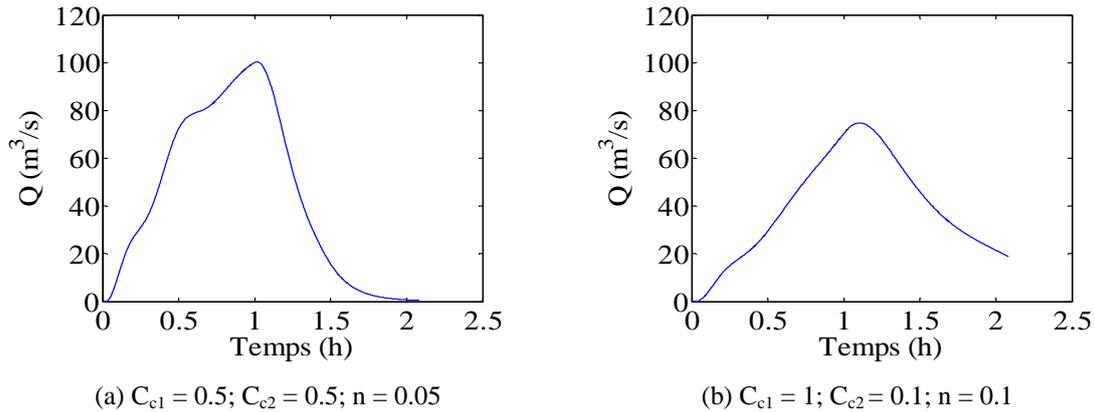


Figure 82. Réseau des rivières pour le bassin versant de l'Allenbach

Cette thèse a démontré qu'une maille d'une taille de l'ordre de 25 m permet de créer un réseau de rivières automatique sur le terrain et aussi de déduire à partir du bilan hydrique de la cellule, les fonctions de mécanique des fluides nécessaires au calcul de l'écoulement de surface, notamment de la vitesse de surface et des pentes.

La Figure 83 montre l'influence de la rugosité et de la largeur des cours d'eau sur le débit pour des différentes valeurs prises en compte.



**Figure 83.** Influence de la largeur des cours d'eau et de la rugosité sur l'écoulement

Ces paramètres influencent les vitesses d'écoulement. À partir de ces deux exemples (Figure 83), on peut observer que si les vitesses d'écoulement en rivières sont grandes, l'hydrogramme de crue fait deux pics, avec un temps de concentration d'environ une heure (Figure 83a). Par contre, si la vitesse d'écoulement est plus basse (en faisant l'hypothèse d'une rugosité plus grande), un seul pic est obtenu avec un débit réduit et un temps de concentration plus grand (Figure 83b).

### 5.3. Conception: modélisation de l'infiltration

L'infiltration correspond au passage de l'eau de la surface du sol dans le sous-sol. Il s'agit d'un processus naturel vital sans lequel les puits et les sources s'assécheraient, la végétation cesserait sa croissance, etc. L'infiltration influence fortement les débits à la surface du terrain: ils sont plus élevés sur des sols imperméables et plus faibles sur des sols perméables. C'est une influence qui peut être aussi observée dans nos expériences.

Le sol est constitué d'un matériau granulaire qui peut varier de l'argile la plus fine au gravier le plus grossier. L'épaisseur de la couche varie entre 0,3 et plusieurs centaines de centimètres. L'eau se déplace à travers les pores du sol sous l'action de la gravité.

Le rapport entre le débit d'eau pénétrant à travers la surface du sol et le débit de la pluie s'appelle le taux d'infiltration (régime d'infiltration). Le taux d'infiltration est une fonction du temps, qui détermine la courbe d'infiltration. Comme la force d'absorption est plus grande lorsque le sol est plus sec, le taux d'infiltration est plus grand immédiatement après le début d'une averse. Mais à mesure que l'eau pénètre dans le sol pour atteindre une certaine profondeur, la résistance causée par les forces agissant sur l'eau augmente et le taux d'infiltration se réduit. Si la disponibilité de l'eau à la surface du sol ne pose pas de problème, le taux maximal d'infiltration peut être atteint. Ce taux s'appelle conductivité hydraulique à saturation.

L'infiltration peut être déterminée en utilisant des relations empiriques comme les formules de Horton (1933) et de Kostiaikov (1932) ou des relations basées sur l'approche physique comme celles de Green & Ampt (1911), de Philip (1957).

La conception de l'infiltration dans le modèle hydrologique MPF a été faite en utilisant l'équation empirique de type Horton (38). Cette équation (Horton, 1933) est une des méthodes les plus utilisées pour estimer l'évolution temporelle de la capacité d'infiltration d'eau dans le sol.

Le modèle mathématique proposé par Horton est le suivant:

$$i(t) = if + (i_o - i_f) \cdot e^{-\gamma t} \quad (38)$$

où:

-  $i(t)$  est la capacité d'infiltration au temps  $t$  exprimée en mm/h,

- $i_0$  est la capacité d'infiltration initiale, dépendant surtout du type de sol, exprimée en mm/h,
- $i_f$  est la capacité d'infiltration finale exprimée en mm/h,
- $t$  est le temps écoulé depuis le début de l'averse exprimé en h,
- $\gamma$  est la constante empirique, fonction de la nature du sol, exprimée en  $\text{min}^{-1}$ .

L'équation de Horton est basée sur la notion de dépassement de la capacité de l'infiltration des sols. Le fonctionnement dans le modèle MPF de ce mécanisme est le suivant: tant que la capacité d'infiltration du sol n'est pas dépassée, la totalité de l'eau de pluie s'infiltré mais dès que l'intensité pluviométrique dépasse cette capacité, le surplus d'eau ruisselle en surface. Ce ruissellement de surface forme l'écoulement rapide de la crue. Par contre, l'eau infiltrée contribue beaucoup plus lentement à la recharge de nappe et au maintien du débit de base. L'équation (38) montre une décroissance exponentielle de la capacité d'infiltration dans le temps et, par conséquent, une réduction de la perméabilité du sol. Après une certaine période, le sol arrive à saturation et n'absorbe plus d'eau. L'eau présente sur le sol ruisselle et ne s'infiltré plus. Les valeurs de la capacité d'infiltration initiale et finale du sol ont été définies selon Musgrave (1995), comme une valeur moyenne pour chaque type de terrain (Annexe A).

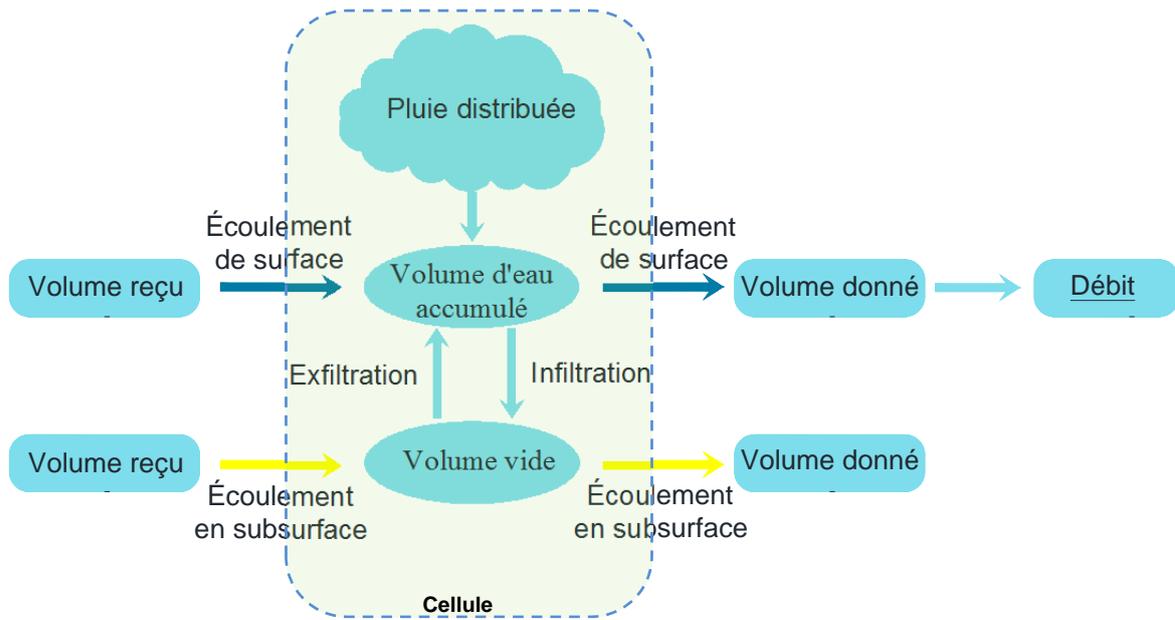
Les caractéristiques et les propriétés des sols ont été interprétées à partir d'une carte géotechnique simplifiée à 30 types de terrain (Office fédéral de topographie, swisstopo). Elle se fonde sur la carte géotechnique de la Suisse (échelle 1:200'000) publiée par la Commission géotechnique suisse. Les 60 classes de la carte géotechnique de la Suisse ont été regroupées en 30 classes (Annexe A) selon les critères suivants: les unités géotechniques semblables ont été rassemblées, pour autant qu'elles se comportent de façon similaire en ce qui concerne les processus géomorphologiques; ce regroupement ne se fait cependant que s'il entraîne une réduction du nombre de surfaces. Ainsi, les unités qui sont semblables mais n'apparaissant que rarement ou jamais l'une à côté de l'autre ne sont pas regroupées; les informations ponctuelles sont omises.

#### 5.4. Conception: modélisation de l'écoulement d'eau en subsurface

L'écoulement en subsurface joue un rôle important dans la genèse des crues. Il a été évoqué pour la première fois par Hursh (1936), mais sa théorie n'a pas connu le même succès que celle de Horton. L'écoulement en subsurface a eu besoin de plusieurs années pour que les hydrologues reconnaissent sa contribution à l'écoulement de crues. D'après Musy et Soutter (1991), ceci est probablement dû au fait que les mécanismes permettant le transfert plus ou moins rapide de l'eau à travers le sol sont beaucoup plus difficiles à expliquer et à identifier.

Plusieurs études ont été faites (Ogunkopa & Jenkins, 1993) sur l'écoulement en subsurface et les résultats ont montré qu'il diminue le débit total et surtout le débit de pointe. Cette réduction du débit total sur le bassin mène à une augmentation de la durée de l'hydrogramme de crue, ce qui peut réduire son danger et les dégâts en cas de débordement.

L'adaptation de l'écoulement en subsurface au modèle MPF a été développée en gardant le même principe de réseaux maillés comme dans le cas d'un écoulement de surface. La Figure 84 illustre le chemin de l'eau de surface et en subsurface réalisé dans le modèle MPF.



**Légende:**

- Volume reçu - Volume d'eau reçu pour chaque cellule en surface ou en subsurface
- Volume donné - Volume d'eau donné pour chaque cellule en surface ou en subsurface
- - Écoulement de surface
- - Écoulement en subsurface
- - Transfert d'eau
- Cellule - Cellule du terrain

**Figure 84. Schéma du modèle MPF**

Cette figure, ainsi que les équations présentées plus bas montre que l'écoulement l'eau en subsurface suit un chemin parallèle à celui de l'eau de surface, avec la différence que les vitesses d'écoulement dans le sous-sol sont beaucoup plus faibles. La conception de la modélisation de cette partie est semblable à celle de la surface, c'est-à-dire que chaque cellule dans le sol reçoit un volume d'eau provenant des voisins en amont qui s'ajoute à l'eau déjà existante. En plus, à ce volume, on ajoute l'infiltration locale, qui joue dans le sol le même rôle que les précipitations pour l'écoulement de surface. Finalement, une partie de ce volume total d'eau est redistribuée dans les cellules en aval en fonction des pentes et des différences entre les hauteurs d'eau entre chaque cellule.

La modélisation de cette partie se base sur deux hypothèses à cause du manque de données suffisantes dans le sous-sol. Ces hypothèses sont valables pour l'écoulement d'eau en subsurface.

La première hypothèse est faite sur la topographie du sous-sol. Une topographie identique à celle de la surface est considérée, mais décalée avec une épaisseur constante dans le sous-sol pour chaque type de lithologie.

La deuxième hypothèse correspond à la saturation du sol. Pour pouvoir déterminer la quantité d'eau qui peut s'infiltrer dans un sol, il convient de considérer que dans le sous-sol chaque cellule peut accumuler un certain volume d'eau, appelé « volume vide », noté avec  $V_{vide}$ . Ce volume correspond à la quantité maximale d'eau qui peut contenir une cellule.

La Figure 85 présente un schéma sur le remplissage du volume vide, cellule par cellule, jusqu'à la saturation du sol et au début de l'exfiltration.

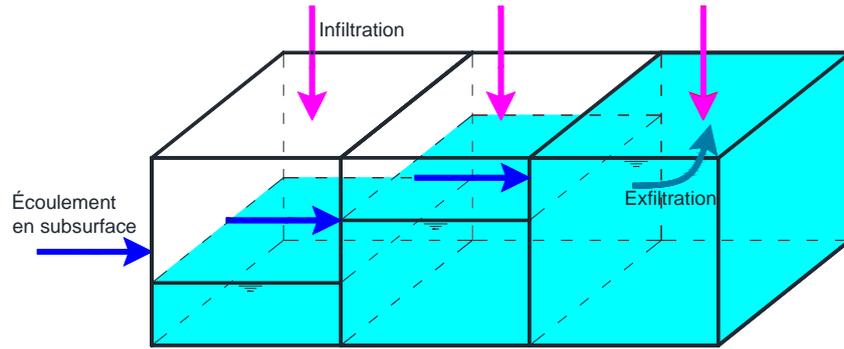


Figure 85. Écoulement dans les cellules en subsurface

L'algorithme de calcul implémenté dans le modèle MPF pour l'écoulement d'eau en subsurface est le suivant :

Au début de la simulation, le sol est entièrement sec. Pendant la simulation, chaque cellule reçoit et donne de l'eau en même temps aux cellules voisines comme en surface, avec la différence que les vitesses d'écoulement dans le sous-sol sont beaucoup plus petites. L'eau reçue par chaque cellule provient de l'infiltration locale et des cellules voisines par l'écoulement en subsurface (Figure 85). Une cellule peut accumuler de l'eau jusqu'au moment où le volume vide considéré au début est plein. C'est à ce moment-là que le sol devient saturé et l'eau sort à la surface du terrain en s'ajoutant à l'écoulement d'eau de surface, par le processus d'exfiltration.

L'exfiltration correspond à l'endroit où l'écoulement du sous-sol sort en surface (Figure 85 - dernière cellule). Dans le modèle, l'exfiltration représente la différence entre le volume accumulé par la cellule au pas de temps  $t$  et le volume vide. Ce volume va rejoindre le volume d'eau de surface jusqu'à l'exutoire. Le volume dans le sous-sol  $V_{\text{vide}}$  est calibré en fonction du débit de base pour chaque bassin versant étudié.

L'algorithme mathématique utilisé pour cette partie est basé sur le calcul des volumes d'eau donnés et reçus par chaque cellule et les vitesses d'écoulement d'eau en subsurface. Les équations utilisées sont les suivantes:

$$V_{\text{donné}_{\text{sous-sol}}}(x, y, t) = \left[ V_{\text{accumulé}_{\text{subsurface}}}(x, y, t) + V_{\text{infiltration}}(x, y, t) \right] \cdot \frac{v \cdot \Delta t}{d} \quad (39)$$

où:

- $V_{\text{accumulé}_{\text{subsurface}}}$  est le volume d'eau présent sur la cellule dans le sous-sol, exprimé en  $\text{m}^3$ ,
- $V_{\text{donné}_{\text{sous-sol}}}$  est le volume d'eau donné par une cellule dans le sous-sol, exprimée en  $\text{m}^3$ ,
- $V_{\text{infiltration}}$  est le volume de l'infiltration sur la cellule, calculé avec la formule de Horton, exprimé en  $\text{m}^3$ ,
- $v$  est la vitesse donnée par l'équation de Darcy, exprimée en  $\text{m/s}$ ,
- $\Delta t$  est le pas de temps, exprimé en  $\text{s}$ ,
- $d$  est la distance entre les cellules, exprimée en  $\text{m}$ .

Le volume donné est distribué aux cellules voisines en aval en fonction de la pente, selon l'équation:

$$V_{\text{reçu}_{\text{sous-sol}}}(x \pm 1, y \pm 1, t) = V_{\text{donné}_{\text{sous-sol}}}(x, y, t) \cdot \frac{\text{pente}}{\sum \text{pente}} \quad (40)$$

où la pente est normalisée par la somme des pentes entre la cellule et ses voisines en aval, comme pour l'écoulement en surface.

Les vitesses d'écoulement sont calculées à l'aide de l'équation de Darcy (Darcy, 1856) :

$$q = -k\left(\frac{dh}{dx}\right) \quad (41)$$

où :

- $q$  est le flux volumétrique exprimé en m/s,
- $h$  est le niveau piézométrique exprimé en m,
- $x$  est la distance dans la direction  $x$  exprimée en m,
- $k$  est le coefficient de conductivité hydraulique exprimée en m/s, avec une valeur obtenue dans la calibration du modèle MPF. Cette valeur doit réduire le temps de calcul nécessaire à la création des conditions initiales sur un bassin versant, comme par exemple le débit de base.

La section suivante présente les résultats de simulation numérique, montrant l'influence de l'infiltration et de l'écoulement en subsurface sur l'écoulement de surface et en particulier, le débit à l'exutoire.

## 5.5. Résultats numériques

Ces résultats sont réalisés pour valider le modèle hydrologique MPF. La pluie (PMP) est distribuée dans l'espace et dans le temps avec le modèle MPF comme décrit dans la section 4.2. Les expériences se sont limitées à l'écoulement de surface dans la Figure 86 et la Figure 87, pour montrer la forme générale des hydrogrammes de type PMF dans ce cas et l'influence du vent. Dans les exemples suivants, les autres processus comme l'écoulement en subsurface, l'infiltration et l'exfiltration sont ajoutés successivement.

Le premier exemple montre les hydrogrammes de PMF calculés à l'exutoire du bassin versant en partant d'un sol saturé, donc toute l'eau qui tombe sur le terrain ruisselle jusqu'à l'exutoire. La Figure 86 et la Figure 87 illustrent la sensibilité de la PMF à la répartition spatio-temporelle d'une PMP, gérée ici avec la vitesse du vent pour le bassin versant de l'Allenbach.

Les résultats obtenus montrent que la direction du vent a une très grande influence sur la forme de l'hydrogramme et peu d'influence sur le volume d'eau arrivant à l'exutoire. Comme on peut le voir sur ces figures, le volume total d'eau (la surface sous la courbe dans les figures) ne varie pas avec la direction du vent, un fait confirmé aussi par nos calculs. Par contre, la forme de l'hydrogramme, y compris la valeur maximale, le débit de pointe, varie, si bien que l'intensité de la crue peut être différente en fonction de la direction du vent.

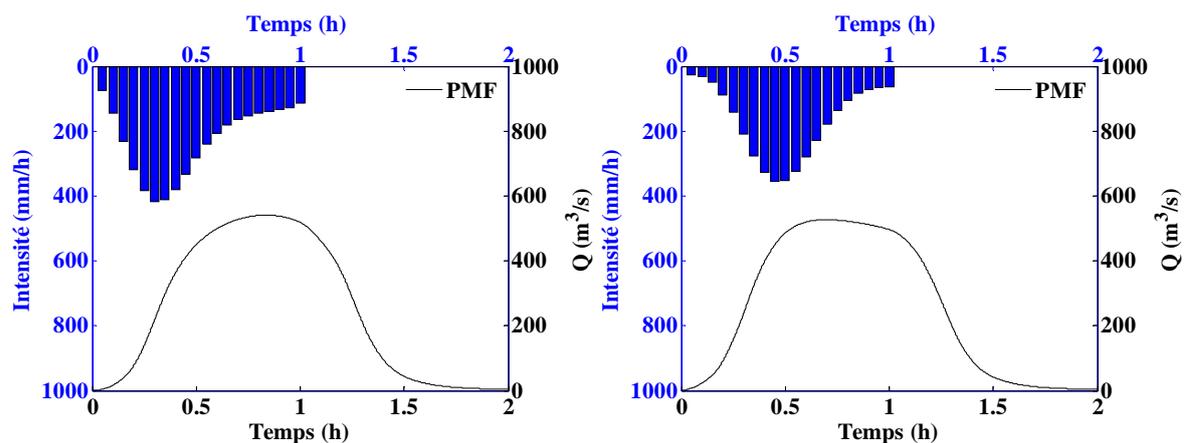


Figure 86. Hydrogramme de crue par vent du Nord (à gauche) et par vent du Sud (à droite) sans infiltration

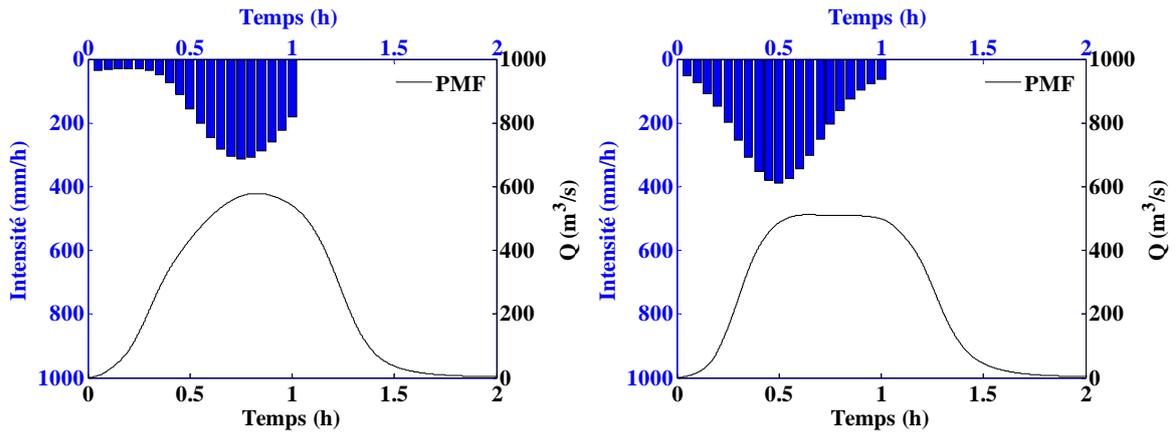


Figure 87. Hydrogramme de crue par vent d'Est (à gauche) et par vent d'Ouest (à droite) sans infiltration

Le deuxième exemple présenté dans cette section met en évidence l'influence de l'infiltration, de l'exfiltration et de l'écoulement en subsurface sur l'hydrogramme de crue de type PMF. En tenant compte de toutes les hypothèses faites précédemment et en fonction de l'application de l'équation de Horton, la capacité d'infiltration pour chaque type de lithologie a été déterminée. La capacité d'infiltration d'un sol décroît d'abord très rapidement puis tend progressivement et asymptotiquement vers un régime constant appelé conductivité hydraulique à saturation. Il représente la valeur limite du taux d'infiltration si le sol est saturé et homogène. La Figure 88 à la Figure 91 illustrent la capacité d'infiltration pour différents types de lithologie existant sur le bassin versant d'Allenbach. Les types de lithologie sont ceux définis sur la carte géotechnique de la Suisse de l'Annexe A.

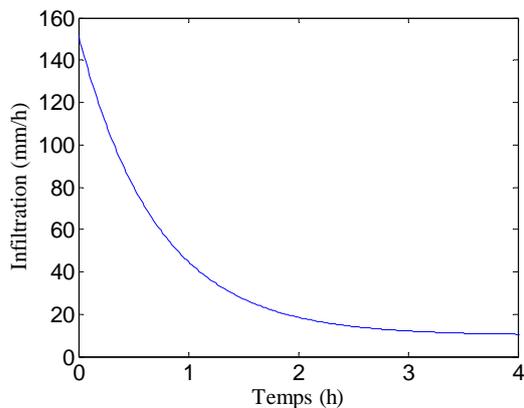


Figure 88. Capacité d'infiltration pour une lithologie de type 3 (sables et limons)

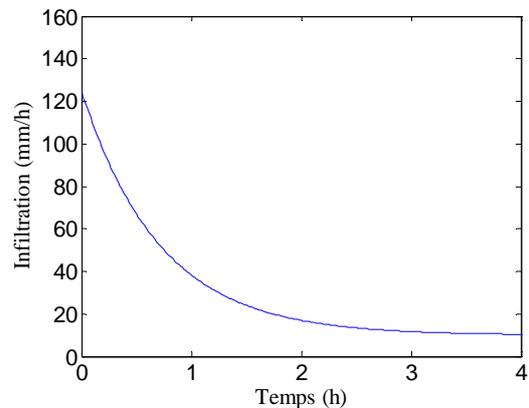


Figure 89. Capacité d'infiltration pour une lithologie de type 5 (graviers et sables)

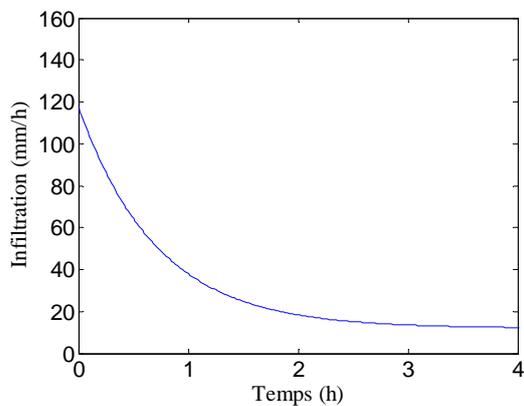


Figure 90. Capacité d'infiltration pour une lithologie de type 7 (gros graviers anguleux)

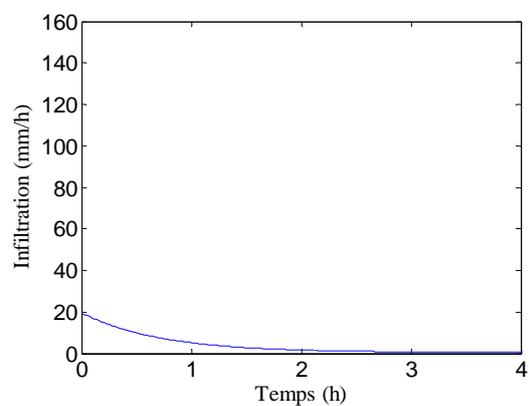


Figure 91. Capacité d'infiltration pour une lithologie de type 17 (schistes marneux)

Pour un type de lithologie assez perméable, l'infiltration est suffisamment grande pour qu'une pluie moyenne soit complètement absorbée dans le sol. Dans le cas de la PMF, l'influence de l'infiltration est réduite, mais visible (Figure 92, Figure 93)

L'infiltration est incluse dans un modèle d'écoulement en subsurface. L'eau infiltrée se déplace sous le terrain jusqu'au moment où elle rencontre un terrain saturé et ressort à la surface par le processus d'exfiltration. En fait, il y a une circulation d'eau dans le sous-sol parallèle à celle de la surface, qui influence le débit à l'exutoire.

La Figure 92 et la Figure 93 présentent deux courbes, représentant l'hydrogramme de PMF pour un sol saturé et pour un sol non saturé; dans ce cas, l'infiltration joue le même rôle que les précipitations pour l'écoulement en surface. L'hydrogramme de PMF avec un sol saturé est représenté en trait continu et en tireté le cas avec un sol non-saturé quand l'infiltration et l'écoulement en subsurface ne sont pas nuls pour le bassin versant de l'Allenbach.

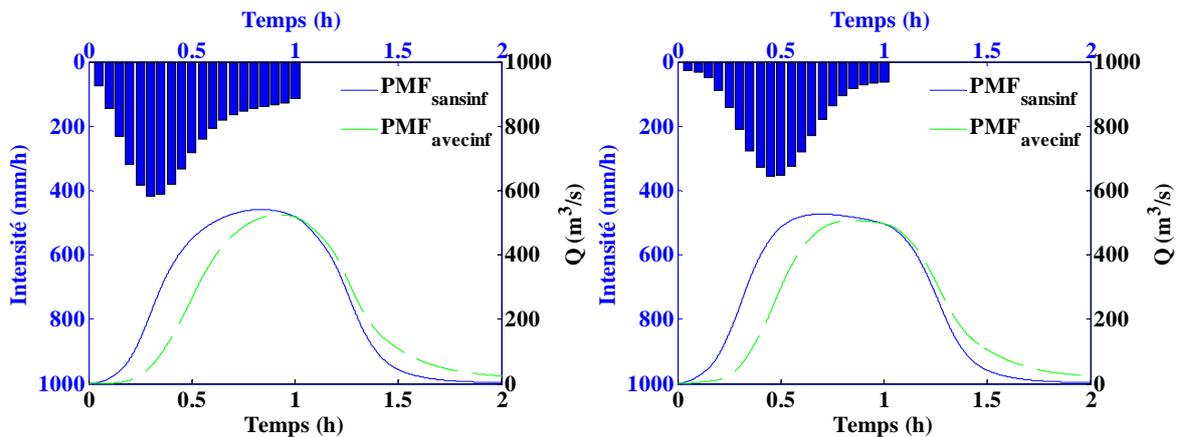


Figure 92. Hydrogramme de crue par vent du Nord (à gauche) et par vent du Sud (à droite) sans et avec infiltration

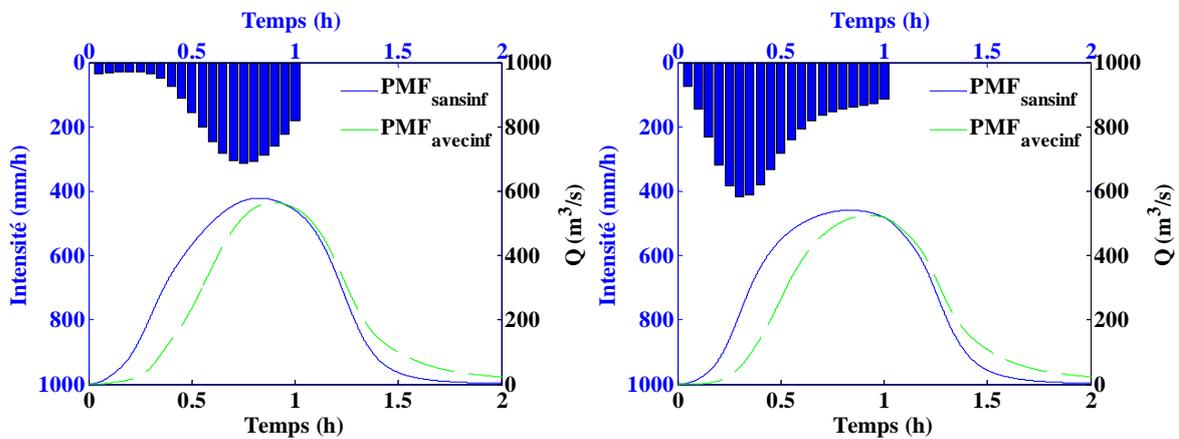


Figure 93. Hydrogramme de crue par vent d'Est (à gauche) et par vent d'Ouest (à droite) sans et avec infiltration

La différence de débits entre l'hydrogramme sans infiltration et celui avec une infiltration et un écoulement en subsurface sera retrouvée vers la fin de la période, après un certain temps, comme un débit légèrement plus élevé pour le cas avec une infiltration et un écoulement en subsurface. La différence vers la fin de la période de simulation est le processus d'exfiltration et il peut être observé dans la Figure 94.

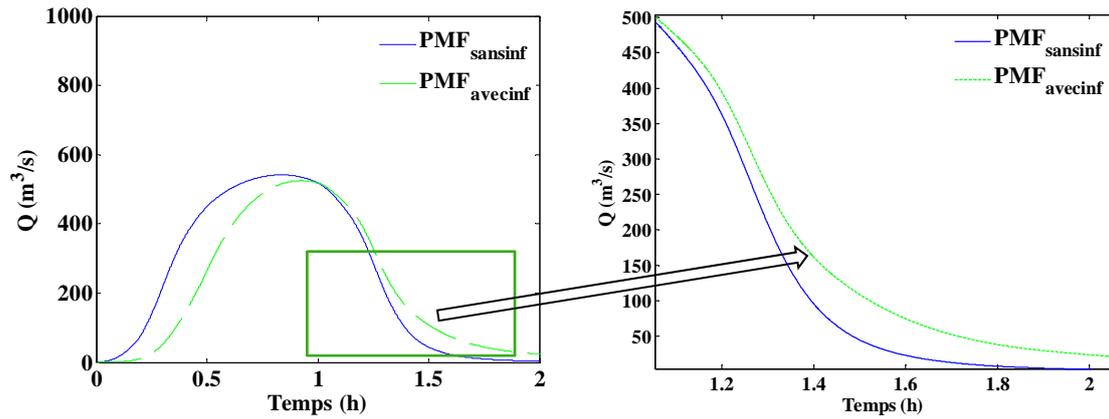


Figure 94. Effet de l'exfiltration sur l'hydrogramme de crue

L'exfiltration est donnée par le remplissage du  $V_{\text{vide}}$  (la quantité maximale d'eau infiltrée dans un sol) avec l'infiltration instantanée d'eau et l'écoulement en subsurface. Finalement, ce calcul est justifié par le fait que sa prise en compte rend l'évaluation du débit de l'eau plus réaliste.



### 6.1. Introduction

Ce chapitre présente la dernière partie développée dans le modèle hydrologique MPF, à savoir la fonte de la neige provoquée par une pluie de type PMP. Cette partie est réalisée sur la base de plusieurs hypothèses présentées dans la section 6.3.

Les précipitations sous forme de neige s'accumulent au sol pour des périodes variant de quelques heures à plusieurs mois. Elles se retrouvent sur une partie importante des continents. Le champ de neige constitue en fait une réserve d'eau qui sera relâchée lors de la fonte. Dans plusieurs endroits, l'eau de fonte est la principale source d'eau de surface et contribue significativement à la recharge des aquifères ainsi qu'aux crues printanières.

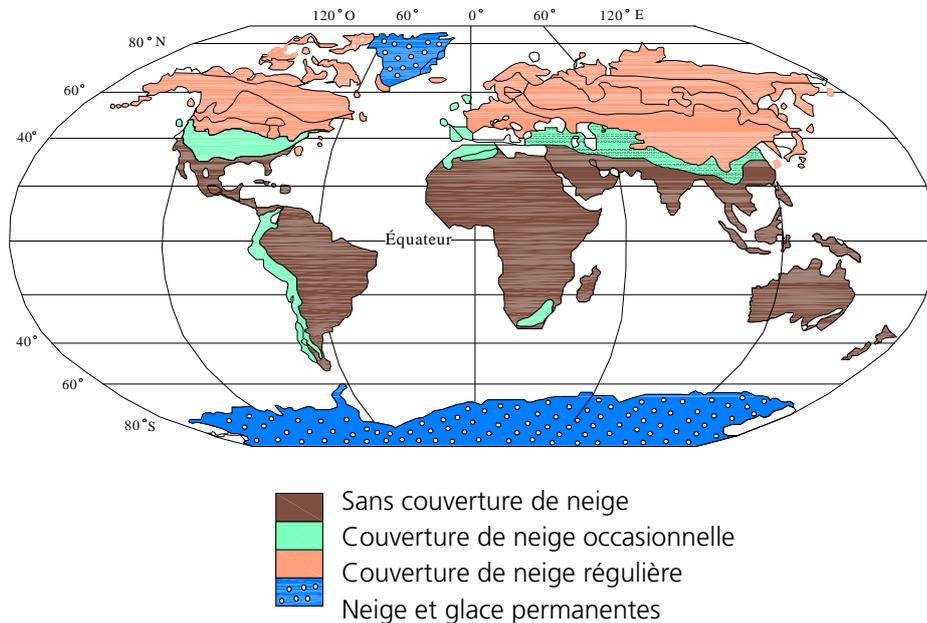


Figure 95. Répartition géographique de l'accumulation de neige sur les continents (d'après Anctil et al., 2005, modifié Receanu, 2013).

La Figure 95 illustre la répartition géographique de la couverture de neige d'après Anctil et al., 2005. La neige accumulée est concentrée dans l'hémisphère Nord, excepté le continent Antarctique. En Europe, les accumulations de neige sont moindres.

Dans les régions nordiques, le cycle hydrologique est profondément modifié par l'accumulation de neige au sol puisque, pendant de longues périodes, les précipitations de neige ne participent pas aux écoulements car elles sont simplement emmagasinées en surface. L'eau contenue dans la neige peut fondre durant une période relativement courte, donnant d'importantes crues printanières, un peu comme si les précipitations de plusieurs mois étaient concentrées sur quelques semaines (Anctil et al., 2005).

## 6.2. Caractéristiques physiques de la neige

La couche de neige est un milieu poreux formé d'une matrice de glace dont les pores sont exclusivement occupés par de l'air lorsque la température de la neige est inférieure à 0°C et partiellement occupés par de l'eau quand la température est supérieure à 0°C. En hiver, la couche de neige se présente comme un système biphasique et au printemps, elle évolue vers un système triphasique. Un volume quelconque de neige ( $V_{neige}$ ) est la somme des volumes occupés par trois composantes, soit la glace ( $V_{glace}$ ), l'eau liquide ( $V_{liquide}$ ) et l'air ( $V_{air}$ ). Ces hypothèses permettent d'élaborer un certain nombre de paramètres comme (Anctil et al., 2005):

- la porosité  $\emptyset$  qui est le rapport du volume des pores sur le volume total :

$$\emptyset = \frac{V_{air} + V_{liquide}}{V_{neige}} \quad (42)$$

- la teneur en eau liquide  $\theta$  qui est le volume de l'eau divisé par le volume total :

$$\theta = \frac{V_{eau}}{V_{neige}} \quad (43)$$

- la masse volumique de la neige  $\rho_n$  qui est la masse totale divisée par le volume associé :

$$\rho_n = \frac{m_{glace} + m_{liquide}}{V_{neige}} = \frac{\rho_{glace} \cdot V_{glace} + \rho_{liquide} \cdot V_{liquide}}{V_{neige}} \quad (44)$$

- l'équivalent en eau de la neige ( $h_{fondu}$ ) qui est la hauteur d'eau obtenue à la fonte de la neige. Ce paramètre s'obtient directement à partir du produit du rapport de la densité de la neige ( $\rho_n$ ) à celle de l'eau ( $\rho_{eau}$ ), par la hauteur de la couverture de neige ( $h_n$ ) :

$$h_{fondu} = \frac{\rho_n}{\rho_{eau}} \cdot h_n \quad (45)$$

La densité de la neige varie considérablement selon température de l'air, le niveau de saturation lorsqu'elle se forme dans l'atmosphère et la vitesse du vent près de sol. Le vent déchiquète les cristaux de neige, favorisant une plus grande compaction de la couche de neige au sol. Le Tableau 7 regroupe des valeurs typiques de la densité de la neige pour différents états de la couche de neige au sol.

**Tableau 7 Densités typiques d'une couche de neige (Anctil et al., 2005):**

État de la neige au sol	Densité
Neige nouvelle légère	0,01 à 0,03
Neige nouvelle ordinaire, temps calme	0,05 à 0,06
Neige nouvelle, vent léger	0,06 à 0,08
Neige prenant position dans une couverture	0,07 à 0,19
Neige en place dans une couverture	0,20 à 0,30
Neige compactée par le vent	0,28
Neige fortement compactée	0,35

Une fois que la neige arrive au sol, le processus de métamorphose commence. Par ce processus, les cristaux se transforment graduellement en granules. Quatre mécanismes sont responsables de ce processus:

- le tassement gravitationnel qui est fonction du poids de la couche de neige située au-dessus et de la température de la neige,
- la métamorphose destructive causée par la tension de vapeur qui est fonction du rayon de courbure de la surface solide,
- la métamorphose constructive provenant de l'agglomération de cristaux de neige,
- la métamorphose de fonte causée par l'apport d'énergie à la surface de la neige. Cet apport varie en fonction du climat, de la végétation et de la topographie.

La fonte de la couche de neige et l'écoulement qui lui est lié posent beaucoup de problèmes spécialement au printemps. Dans les dernières années, l'intérêt des scientifiques a augmenté pour l'étude de la fonte de la neige. Les modèles développés à ce jour prédisent, en règle générale, des taux moyens à des pas de temps horaires ou journaliers, (Musy et Higy, 1991). Dans ce qui suit, la conception de la fonte de la neige dans le modèle MPF est présentée.

### 6.3. Conception : modélisation de la fonte de la neige

La troisième partie du modèle hydrologique MPF comprend la modélisation de la fonte de la neige (Rececanu, 2010). Cette conception est limitée au cas le pire pouvant se produire dans la nature, celui de la fonte de la neige causée par l'arrivée d'une pluie extrême de type PMP.

L'idée est d'utiliser une propriété particulière du manteau neigeux. Il est observé que lors de la fonte de la neige au printemps, celui-ci devient de plus en plus mouillé et que l'épaisseur du manteau ne diminue que peu. En fait, la neige fond peu à peu à l'intérieur de la couche et l'eau reste en grande partie prisonnière d'une matrice spongieuse. Ainsi, la chaleur latente nécessaire à la liquéfaction de la matrice diminue. Il arrive un moment, juste avant la débâcle, où la matrice est si fine qu'un faible apport de chaleur, soit par le soleil, soit par une pluie modérée, suffit pour la faire fondre et libérer très rapidement l'eau emprisonnée. Cette eau s'écoule sur la surface du sol, souvent encore gelée. Ce phénomène a notamment été observé dans le Jura, au mois de février 1990. Une crue exceptionnelle du Doubs a été provoquée par ce phénomène suite à des précipitations de seulement 20 mm en 24 heures.

C'est ce phénomène, vu son importance quantitative, qui a été reproduit comme mécanisme principal de la fonte de la neige. Dans tous les cas, il est supposé au début de la simulation de la crue que les conditions propices à la fonte de la neige sont remplies depuis plusieurs jours, voire semaines.

Cette partie du modèle a été développée à partir d'un schéma réalisé par Anctil et al., 2005. Ce schéma prévoit toutes les sources de chaleur qui produisent la fonte de la neige, comme le rayonnement solaire, la chaleur du sol, de l'air, de la pluie et de l'eau qui ruisselle. En général, ces facteurs agissent lentement, sauf la pluie et l'eau ruisselée qui peuvent avoir une contribution majeure à la fonte, surtout dans le cas d'une PMP. Par conséquent, il a été choisi de n'inclure que ces derniers facteurs dans le modèle MPF. En pratique, il est très difficile de déterminer tous les éléments du bilan. Les éléments utilisés pour calculer la fonte de la neige ont été choisis en fonction des données disponibles et en complément avec d'autres hypothèses qui seront présentées plus bas. La Figure 96 montre les facteurs inclus dans le modèle hydrologique MPF.

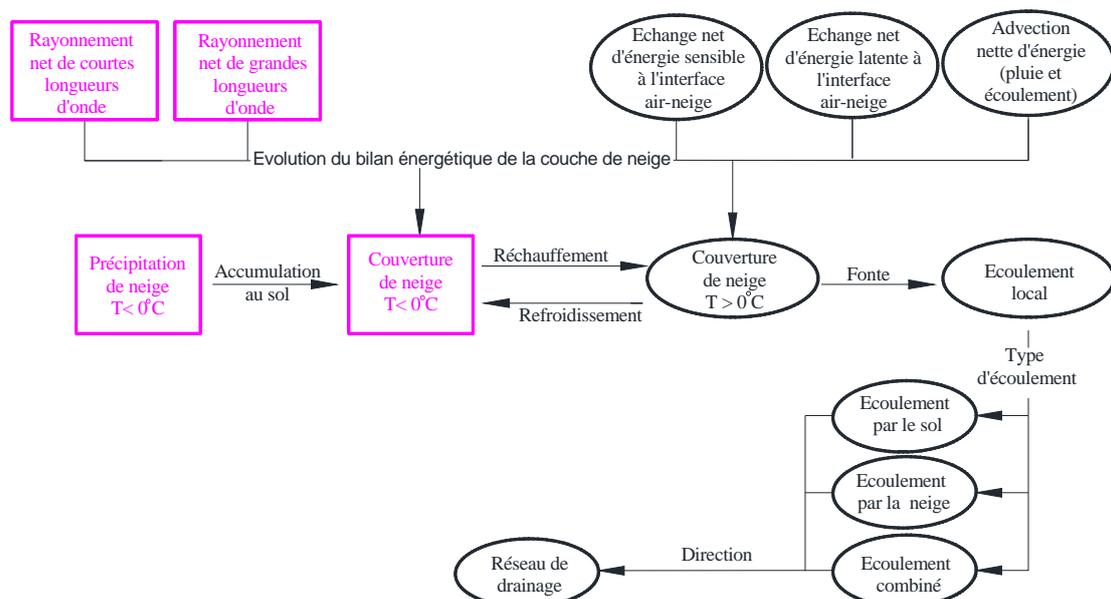


Figure 96. Facteurs inclus dans le modèle MPF pour la simulation de la fonte de la neige

En noir est représenté le modèle existant avec ses hypothèses, en rose les facteurs qui doivent être ajoutés dans un travail futur.

Le calcul de la fonte de la neige a été réalisé à partir de l'équation calorimétrique appliquée à la matrice partiellement fondue. La chaleur nécessaire pour fondre une certaine quantité de neige a été exprimée à partir de la pluie tombant sur une couche neigeuse. La solution de cette équation donne la quantité d'eau de fonte ( $Q_{\text{fonte}}$ ), comme suit:

$$Q_{\text{fonte}} = \frac{E_{\text{cal.eau}}}{\rho \cdot C_{\text{lat.neige}} + (C_p \cdot T_{\text{neige}})} \quad (46)$$

ou:

- $Q_{\text{fonte}}$  est la quantité d'eau de fonte exprimée en  $\text{m}^3$ ,
- $C_{\text{lat.neige}}$  est la chaleur latente de la neige exprimée en  $\text{kJ/kg}$ ,
- $E_{\text{cal.eau}}$  est l'énergie calorifique de l'eau exprimée en  $\text{kJ}$ ,
- $\rho$  est la densité de l'eau exprimée en  $\text{kg/m}^3$ ,
- $T_{\text{neige}}$  est la température de la neige exprimée en  $^{\circ}\text{C}$ .

La quantité de chaleur donnée par un volume d'eau est:

$$E_{\text{cal.eau}} = \rho \cdot V_{\text{pluie}} \cdot C_p \cdot (T_{\text{pluie}} - T_{\text{neige}}) \quad (47)$$

où:

- $C_p$  est la chaleur spécifique exprimée en  $\text{kJ}/(\text{kg}\cdot\text{K})$ ,
- $T_{\text{pluie}}$  est la température de la pluie exprimée en  $^{\circ}\text{C}$ .

Ces deux équations (46) et (47), décrivent le processus calorimétrique pour la fonte de la neige. La sous-section suivante présente les résultats obtenus sur la fonte de la neige provoquée par l'arrivée de la PMP.

#### 6.4. Influence de la fonte de la neige

Cette partie présente les résultats obtenus lorsque la fonte de la neige est provoquée par une pluie de type PMP de 1 h. Le calcul réalisé est basé sur plusieurs hypothèses reliées aux données. Une hauteur constante a d'abord été considérée sur l'ensemble du bassin versant étudié (Tableau 8).

Le modèle MPF utilise une hauteur de neige uniforme sur l'ensemble de la surface du bassin versant, mais il peut aussi faire des calculs de fonte de la neige pour des hauteurs de couche de neige variables. Pour cela, il est nécessaire de spécifier la hauteur de la neige pour l'ensemble du bassin versant à partir de mesures en situ ou d'une carte établie à l'échelle de la Suisse, comme pour les cartes PMP. La Figure 97 présente un exemple avec la couverture de la neige fraîche estimée pour l'ensemble de la Suisse en fonction de l'altitude.

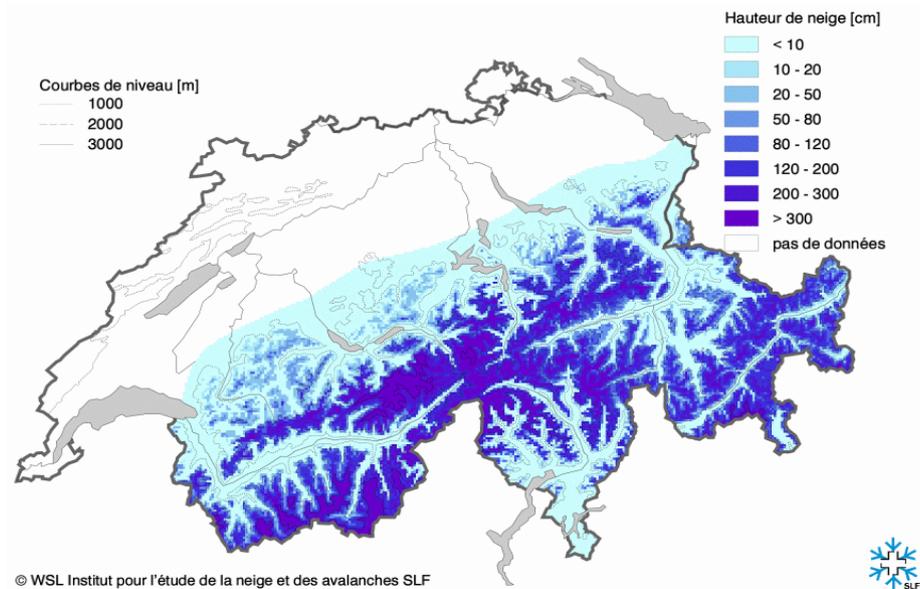


Figure 97. Hauteur de neige pour la Suisse (SLF, 2011)

Les autres données de calcul sont mentionnées dans le Tableau 8 ; elles ont été estimées à partir de la littérature (Anctil et al., 2005 ; Vancoppenolle, 2008 ; Panthou & Obléd, 2010) pour la chaleur latente et spécifique de la neige, la densité de la neige, la température de la neige et de la pluie et la hauteur de la neige.

Tableau 8. Données pour la simulation d'une fonte rapide de la neige par une forte pluie

Chaleur latente de la neige [kJ/kg]	Chaleur spécifique [kJ/(kg·K)]	Densité neige	Température neige [°C]	Température pluie [°C]	Hauteur neige [m]
330	4.18	0.35	0	5	0.10

Les conditions les plus défavorables possible sont fixées afin d'entraîner la plus grande crue (PMF). De telles conditions pourraient survenir avec une pluie extrême de type PMP sur une couche de neige mouillée ayant une température de 0°C et provoquant une fonte massive.

Il convient de supposer dans cette simulation que la neige commence à fondre au moment de l'arrivée d'une pluie intense sur la neige, c'est-à-dire dans notre cas la PMP. Il faut préciser encore une fois que l'hypothèse principale dans la simulation est que les précipitations sont le facteur principal causant la fonte de la neige. Dans le cas des précipitations abondantes avec une température au-dessus de 0°C, la chaleur transmise par la pluie dépasse exceptionnellement toutes les autres sources de chaleur qui conduisent normalement à la fonte de la neige, à savoir le rayonnement solaire, la température de l'air ou du sol. Le modèle hydrologique MPF met en évidence un événement exceptionnel où la fonte est très rapide.

La Figure 98 montre le début de la fonte de la neige (les zones où la neige a fondu sont en marron). Cette figure relève que la fonte est la plus prononcée au-dessous des nuages et dans la zone d'influence des ruisseaux, là où il y a le plus d'eau. Ces ruisseaux accélèrent la fonte et entraînent l'eau provenant de la fonte vers l'exutoire. Par conséquent, pendant la simulation, la fonte est plus rapide au niveau des rivières et plus lente sur les pics. Ce calcul est réalisé sur le bassin versant de l'Allenbach.

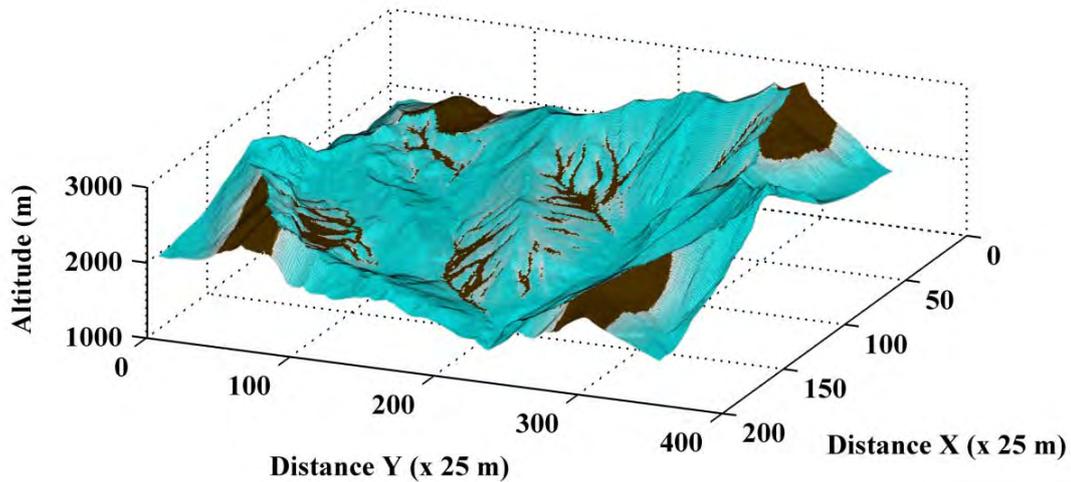


Figure 98. Début de la fonte de la neige pour le bassin versant de l'Allenbach (les zones où la neige a fondu sont en marron)

La Figure 99 représente la fin de la pluie et la neige restant en haut sur les versants. Ce phénomène peut être expliqué par le fait que l'eau tombée sur les sommets n'est pas suffisante pour faire fondre toute la neige.

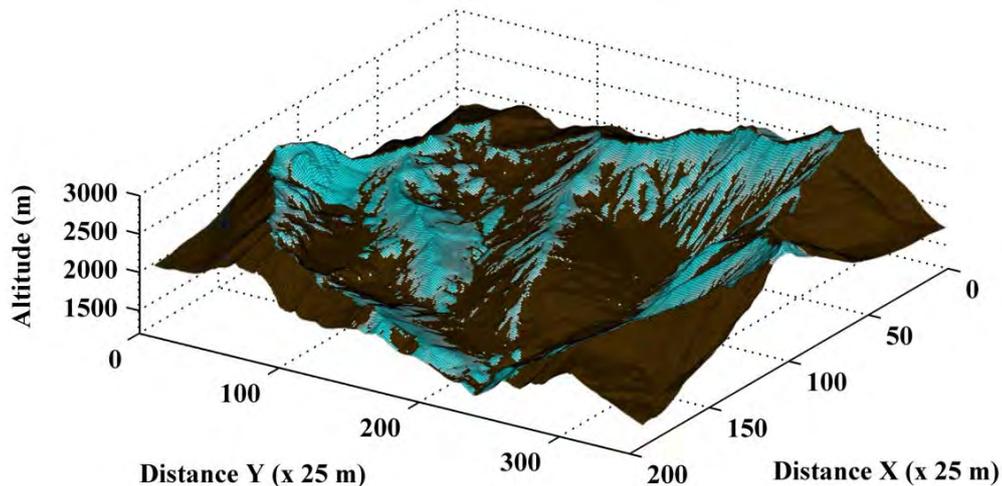


Figure 99. Fonte de la neige à la fin de la simulation pour le bassin versant de l'Allenbach (les zones où la neige a fondu sont en marron)

Les résultats présentés sont représentatifs de la fonte rapide de la neige provoquée par l'arrivée de la pluie de type PMP. Deux cas ont été testés avec le modèle hydrologique MPF. D'abord, le sol est saturé et toute l'eau ruisselle vers l'exutoire (Figure 100 et Figure 101). Ensuite le sol est non-saturé et une certaine quantité d'eau s'infiltré dans le sol (Figure 102 et Figure 103) conduisant à une diminution du débit à l'exutoire.

La Figure 100 et la Figure 101 présentent le débit d'eau obtenu par une crue extrême sans neige, avec un sol saturé en trait continu ( $Q_{Ssansinf}$ ) et celui avec une fonte de la neige en trait tireté ( $Q_{Nsansinf}$ ).

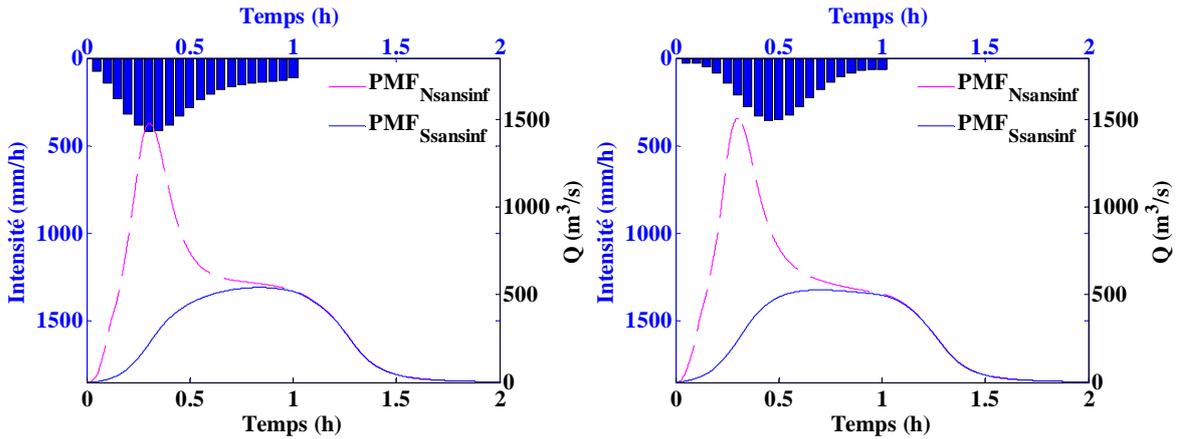


Figure 100. Hydrogramme de crue PMF pour un vent du Nord à droite et du Sud à gauche avec un sol saturé et une fonte de la neige

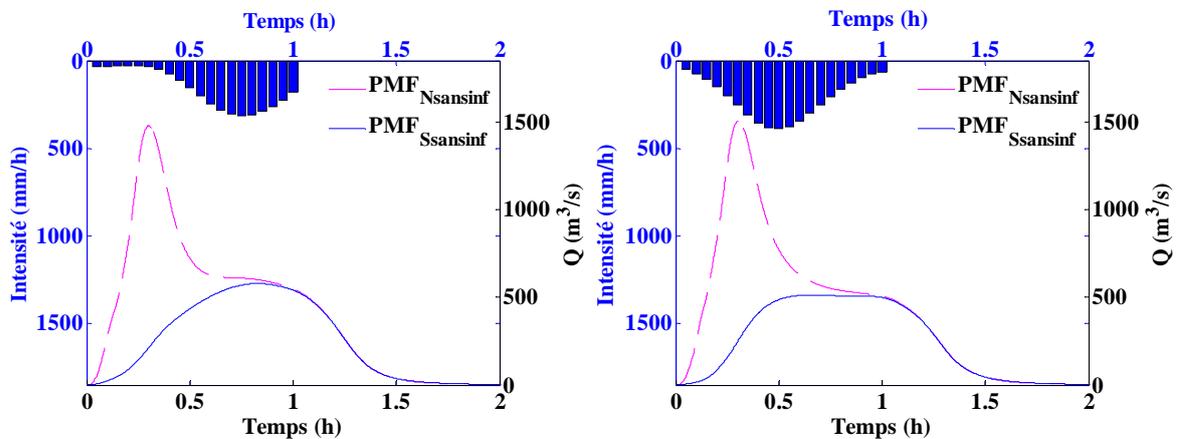


Figure 101. Hydrogramme de crue PMF pour un vent d'Est à droite et d'Ouest à gauche avec un sol saturé et une fonte de la neige

La Figure 102 et la Figure 103 présentent le deuxième cas avec un sol non-saturé et une partie de l'eau qui s'infiltré. Le débit d'eau sans l'influence de la neige et avec infiltration d'eau ( $Q_{\text{Savecinf}}$ ) est représenté en trait tireté vert et le débit avec une fonte de la neige ( $Q_{\text{Navecinf}}$ ) en trait tireté rose.

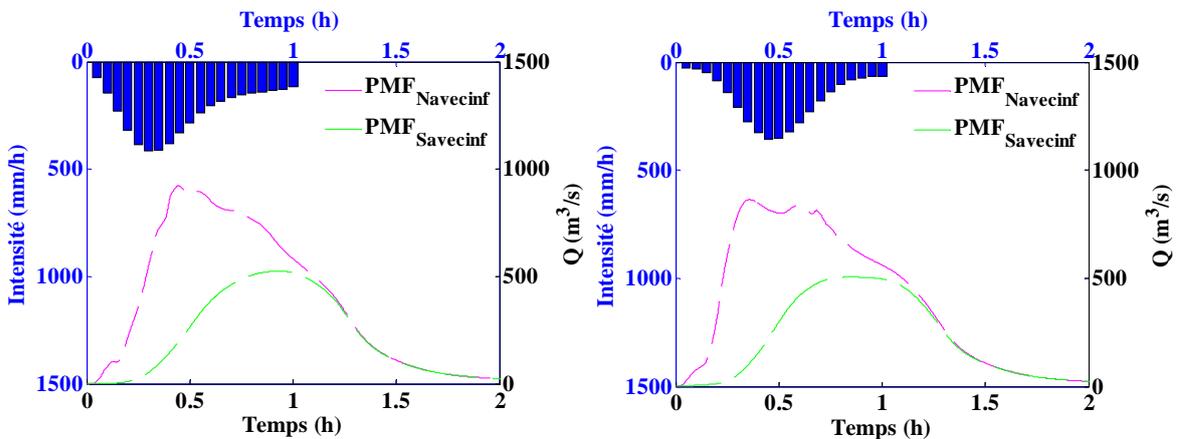


Figure 102. Hydrogramme de crue PMF pour un vent du Nord à droite et du Sud à gauche avec un sol non-saturé, une infiltration et une fonte de la neige

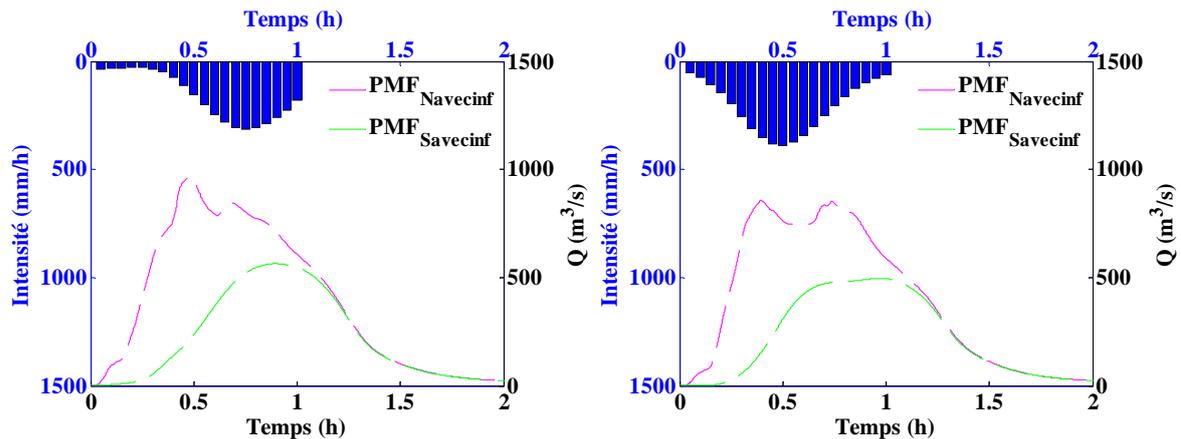


Figure 103. Hydrogramme de crue PMF pour un vent d'Est à droite et d'Ouest à gauche avec un sol non-saturé, une infiltration et une fonte de la neige

Ces figures révèlent que la fonte de la neige entraîne une augmentation plus rapide du débit et un débit de pointe plus élevé avec la même pluie extrême (PMP) que pour le cas sans neige. La fonte de la neige a une influence très importante sur le débit maximal, mais aussi sur le volume total de l'eau arrivant à l'exutoire. Les directions du vent jouent aussi un rôle très important sur la forme de l'hydrogramme. Certaines directions engendrent 2 pics de débit de même ampleur et d'autres un seul pic marqué.

La contribution de la neige est le paramètre le plus important pour la formation des crues. Notons que le cas PMP + Neige fondante est un cas académique car associé à une période de retour supérieure à 10'000 ans (ou une probabilité inférieure à  $10^{-4}$ /ans), donc très surestimée. Pour les calculs réels de crue, avec une fonte de la neige, il convient de considérer des précipitations d'une période de retour plus faible de l'ordre de 100 à 500 ans.

En conclusion, notre modélisation montre qu'un événement (crue) déjà très dangereux avec une PMP peut devenir encore plus extrême s'il se produit avec de la neige recouvrant le bassin au printemps ou en automne. Même avec une température assez basse de la pluie ( $5^{\circ}\text{C}$ ), celle-ci parvient à engendrer une fonte importante de la neige et un apport d'eau considérable provenant de cette fonte.

Partie III: Application du modèle hydrologique MPF aux bassins versants suisses



---

## Présentation des bassins versants étudiés et des données disponibles

---

# 7

### 7.1. Introduction

Le choix de ces bassins a été fait suivant des critères dictés par les objectifs de notre recherche. Afin de mener à bien cette recherche, les bassins versants devaient avoir des tailles et des géologies différentes pour tester les performances et établir les limites du modèle hydrologique MPF.

La figure suivante montre la position géographique de chaque bassin versant analysé dans le développement du modèle hydrologique MPF. Tous ces bassins ont été étudiés, mais seuls les résultats les plus importants sont présentés ici (points rouges), avec d'autres résultats dans les annexes.

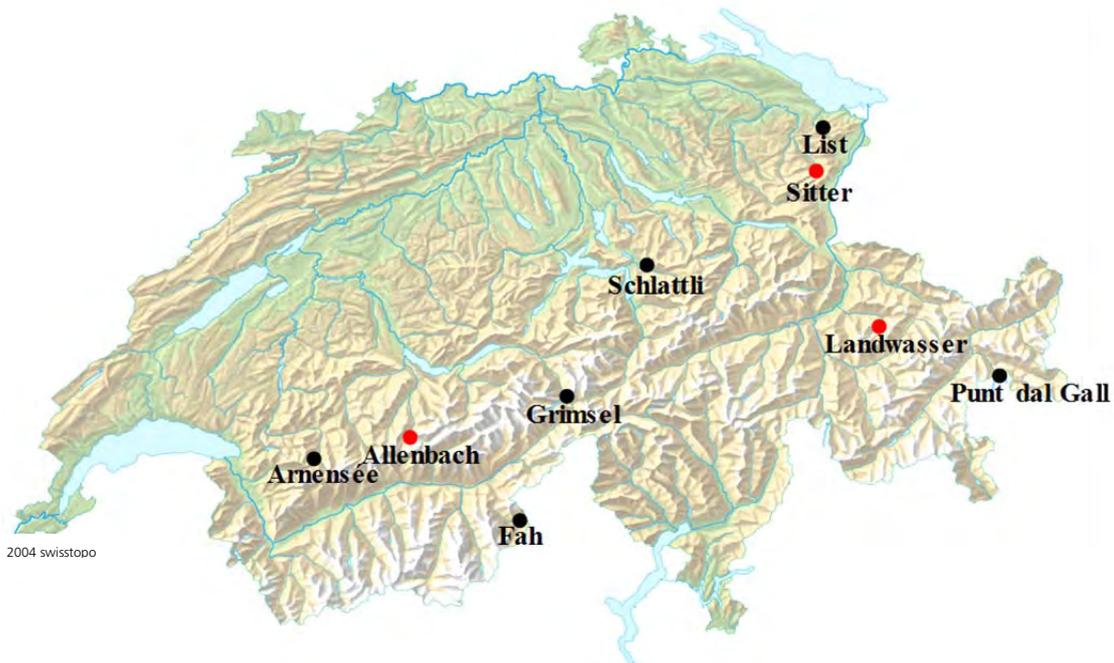


Figure 104. Localisation des bassins versants étudiés

Pour la validation du modèle, les bassins versants ont été ciblés en fonction de quatre critères. Le premier critère est d'avoir de données disponibles pour la pluie et le débit. Le deuxième critère pris en compte correspond à l'absence totale de glaciers, ou leur présence ne couvrant qu'une petite surface, qui n'influence pas les débits des cours d'eau. Le troisième critère concerne les bassins avec une dénivellation suffisante, telle que celle rencontrée dans les Alpes. Enfin, le quatrième critère consiste à choisir des bassins versants surtout exposés à des crues provoquées par des précipitations très intenses de courte durée.

Seuls les bassins correspondants à ces critères sont détaillés dans ce chapitre. Il s'agit des bassins de l'Allenbach, de la Sitter et de la Landwasser. Dans les chapitres 8 à 11, des

résultats sur ces bassins sont présentés, pour des pluies observées ainsi que pour la PMP et pour des précipitations dix-millennales (avec une période de retour de 10'000 ans). Ces dernières sont utilisées pour calculer la crue de sécurité.

Le modèle MPF a encore été appliqué sur d'autres bassins versants décrits en annexe (Annexe C) qui contiennent des lacs artificiels ; il s'agit de l'Arnensee, du List et du Punt dal Gall. Les bassins versants de Fah, du Grimsel et de Schlattli localisés sur la Figure 104 ont été analysés durant la phase initiale de développement du modèle (Receanu, 2009).

## 7.2. Données disponibles

Cette section énonce les différentes séries de données nécessaires à la simulation avec le modèle hydrologique MPF, à savoir, les précipitations, les débits, ainsi que la géologie et la topographie du bassin versant. Le choix de la dimension de la maille utilisée est un compromis entre la taille qui est exigée pour représenter la variabilité spatiale et celle pour laquelle on dispose de données convenables.

Les données utilisées sont déterminées de la manière suivante :

- les altitudes ont été extraites du MNT25 (Modèle numérique de terrain à 25 m) sur la base des courbes de niveau, mises à notre disposition par l'Office fédéral de topographie. Pour des questions de puissance de calcul, la taille horizontale d'un pixel a été augmentée à 50 m pour le bassin versant de la Sitter et de la Landwasser.
- les données météorologiques ont été fournies par l'Office fédéral de météorologie et climatologie. La période d'échantillonnage de ces données est de dix minutes, mesurées par un réseau automatique (Swiss Met Net, anciennement ANETZ).
- les informations hydrométriques utilisées proviennent de l'Office fédéral de l'environnement (OFEV, 2012). Ces données sont contrôlées et mises à disposition pour des études particulières, des modélisations et pour l'élaboration de cartes.
- la géologie des sols a été déterminée en fonction d'une carte géotechnique simplifiée à 30 classes de lithologie, numérotés de 0 à 30 (Office fédéral de topographie, 2012).

Avec ces données, le modèle hydrologique MPF est capable de calculer le débit de crue à l'exutoire du bassin versant ou sur tous les points du bassin versant.

## 7.3. Description des bassins versants étudiés

### Le bassin versant de l'Allenbach

Le bassin versant de l'Allenbach est le premier bassin choisi répondant aux critères ci-dessus. Il est situé à Adelboden dans les Alpes bernoises et il a une surface de 28.8 km<sup>2</sup>. D'après l'Atlas hydrologique de Suisse, ce bassin ne contient pas de glacier et est l'un des plus typiques en Suisse pour les crues de type torrentiel provoquées par de violents orages en été. La zone d'étude présente des altitudes entre 1330 m et 2700 m. L'exutoire se situe en haut du village d'Adelboden. L'altitude de ce point est d'environ 1330 m. Le cours d'eau principal s'appelle Allenbach et il a une longueur d'environ 5 km. Il se jette un peu plus bas dans l'Engstigenbach.

Sur le bassin versant de l'Allenbach, il existe des mesures en continu des débits depuis 1950 à la station Adelboden (coordonnées x = 749040 m et y = 148300 m), située en amont du village du même nom (OFEV, 2012) et des mesures des précipitations depuis 1981 à la même station (Atlas hydrologique de Suisse, 2012).

Les plus grandes crues enregistrées de 1950 à 2012 par la station d'Adelboden ont eu lieu en 1977, 1992, 2009 et 2011 avec des débits de pointe de respectivement 75 m<sup>3</sup>/s, 68 m<sup>3</sup>/s, 70.5 m<sup>3</sup>/s, 79 m<sup>3</sup>/s.

Les données de pluie disponibles sur le bassin versant de l'Allenbach et qui ont servi à la modélisation sont issus de MeteoSuisse à la station météorologique d'Adelboden et la station pluviométrique de Stiegelschwand (Figure 105). Les stations météorologiques automatiques

mesurent les précipitations toutes les 10 minutes et les stations pluviométriques une fois par jour.

Le Tableau 9 présente une analyse réalisée sur les précipitations mesurées à ces stations sur une période de 30 et ou 50 ans.

Tableau 9. Données pluviométriques de base pour le bassin versant de l'Allenbach

Stations	Alt. (m/mer)	Coordonnées		Precip. moy. an (mm) (1981- 2010)	Precip. max. 24 h (mm) (1961- 2010)	Precip. max. 1 h (mm) (1981 – 2010)
		X (km)	Y(km)			
Adelboden	1320	609	149	1338	91.0	41.7
Stiegelschwand	1465	607	149	1465	136.1	-

Legende :

Alt. = altitude ;

Precip. moy. an. = Précipitations moyennes annuelles ;

Precip. max. 24 h = Précipitations journalières maximales mesurées en 24 heures ;

Precip. max.1h = Précipitations maximales mesurées en 1h.

Le bassin de l'Allenbach se situe sur le versant Nord des Alpes dans l'Oberland bernois et il est bien arrosé car exposé aux afflux d'air humide d'Ouest à Nord-Est.

La Figure 105 présente la surface du bassin versant de l'Allenbach, délimité avec le modèle hydrologique MPF et la position des stations météorologiques des précipitations. Un pixel sur le bassin représente 25 m sur le terrain.

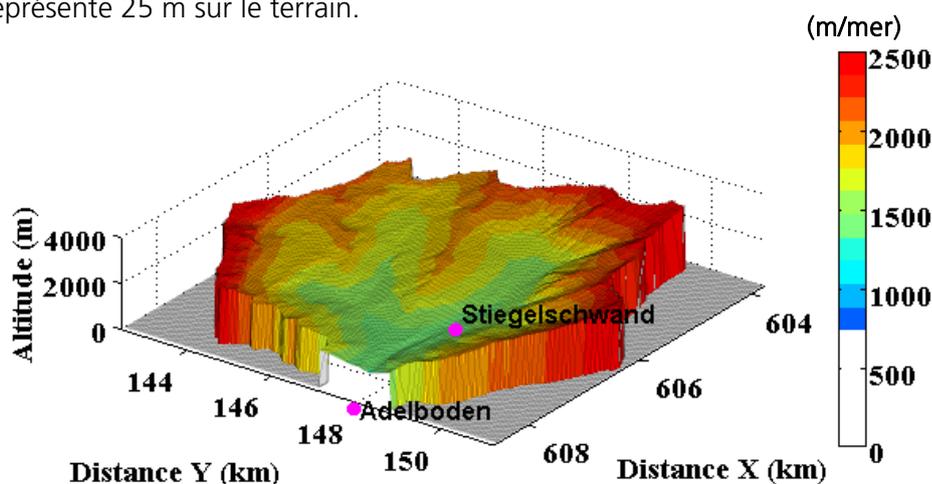


Figure 105. Délimitation du bassin versant de l'Allenbach et l'altimétrie (points roses = stations de mesures des précipitations)

Les pentes du bassin versant de l'Allenbach ont été calculées à partir du modèle numérique de terrain MNT 25m. La Figure 106 indique la distribution des pentes sur le bassin versant.

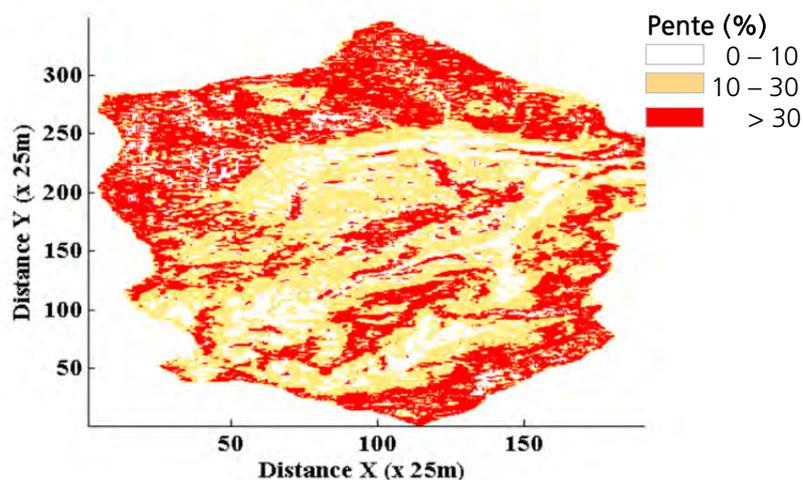


Figure 106. Carte des pentes du bassin versant de l'Allenbach

Les sols du bassin versant de l'Allenbach sont occupés en grande partie par des alpages, puis par des surfaces sans végétation et des forêts. Le Tableau 10 résume le pourcentage d'occupation du sol pour le bassin versant de l'Allenbach selon l'OFEV.

Tableau 10. Occupation du sol pour le bassin versant de l'Allenbach

Description	Surface (%)
<b>Forêt</b>	<b>13.77</b>
Forêt buissonnante	0.66
Autres surfaces boisées	4.37
Prés et terres arables	5.38
<b>Alpages</b>	<b>42.21</b>
Végétation improductive	8.32
Aires de bâtiments	0.35
Surfaces de transport	0.59
Surfaces lacustres	0.01
Cours d'eau, berges	1.03
<b>Surfaces sans végétation</b>	<b>23.31</b>
Glaciers	0

La géologie a été déterminée à partir de la carte géotechnique simplifiée (l'0) et ré-échantillonnée à la taille du pixel du MNT (25 m). Pour ce bassin, six types de lithologie ont été pris en compte, représentés par des couleurs différentes (Figure 107).

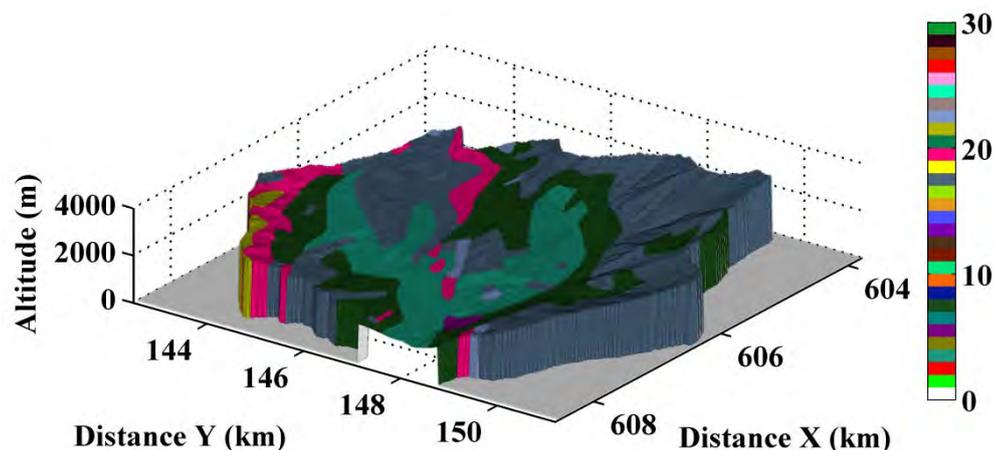


Figure 107. Types de lithologie pour le bassin versant de l'Allenbach (Annexe A)

Le Tableau 11 présente les six types de lithologie existant sur la surface du bassin versant de l'Allenbach et le pourcentage de la surface occupée sur le terrain.

Tableau 11. Description des types de lithologie sur le bassin versant de l'Allenbach

No. Classe	Description des types de lithologie	Pourcentage sur le terrain
3	Sables et limons (silt), le plus souvent argileux (glaise), en partie calcaires (loess), souvent avec des galets (moraine de fond) ou des graviers, fins à grossiers, mélangés à du sable, du limon ou de l'argile (moraines de surface)	17.9
5	Graviers et sables, le plus souvent purs ou limoneux, parfois un peu cimentés (cailloutis de l'époque glaciaire)	0.9
7	Surfaces plus grandes de gravier anguleux souvent de la grosseur de blocs (matériaux tombés de la montagne, éboulis de pente)	21
17	Schistes marneux–phyllite calcaire, avec inclusions de grès, en partie prépondérantes	45.5
19	Calcaire en général massif, fréquemment avec dépôts marneux intercalaires en partie à graviers calcaires et à grès verts	12
22	Dolomites et cornieules, en partie avec dépôts de gypse	2.7

Ce tableau révèle que près de la moitié de la surface de ce bassin est couverte de schistes marneux.

Le bassin versant de la Sitter

Le deuxième bassin versant retenu est celui de la Sitter, situé dans l'Est de la Suisse dans le canton d'Appenzell, avec une surface de 90.3 km<sup>2</sup>. Ce bassin versant a été choisi en raison de sa grande taille. Un glacier ne recouvre que le 0.08 % de la superficie du bassin versant et ses effets sur les débits peuvent être négligés dans notre calcul. Le point le plus élevé du bassin est situé à une altitude d'environ 2500 m (Saentis) et l'exutoire à 760 m. Le cours d'eau principal de ce bassin versant est la Sitter, avec une surface de 48.9 km<sup>2</sup>, un affluent de la Thur. Sur le bassin versant de la Sitter, les mesures des débits sont disponibles depuis 1912 à la station Sitter à Appenzell avec les coordonnées x = 749040 m et y = 244220 m (OFEV, 2012) et les mesures des précipitations en continu depuis 1978 à la station St. Gallen située en aval de la station de mesure des débits à une distance d'environ 12 km (Atlas hydrologique de Suisse, 2011) et la station Säntis situé en amont du bassin. Il existe encore 4 stations pluviométriques dans ce bassin versant (Brülisau, Kronberg, Schwägalp, Appenzell).

Les plus grandes crues enregistrées de 1912 à 2012 par la station de Sitter - Appenzell ont eu lieu en 1941, 1997, 2006 et 2007 avec des débits de pointe de respectivement 195 m<sup>3</sup>/s, 130 m<sup>3</sup>/s, 107 m<sup>3</sup>/s et 76 m<sup>3</sup>/s.

Les stations pluviométriques existantes pour ce bassin versant sont présentées dans le Tableau 12. Le modèle hydrologique MPF a été validé en fonction de ces mesures.

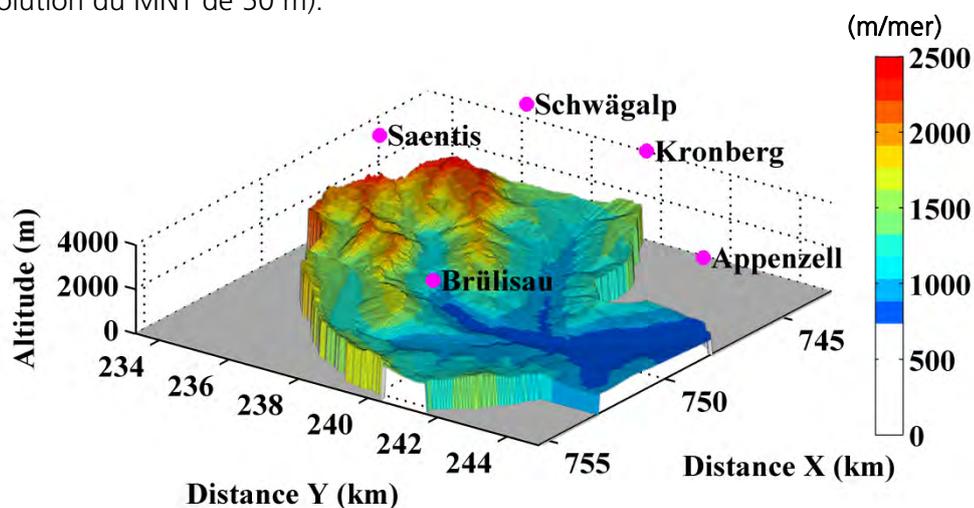
**Tableau 12. Données pluviométriques de base pour le bassin versant de la Sitter**

Stations	Alt. (m/mer)	Coordonnées		Precip. moy. an (mm) (1981- 2010)	Precip. max. 24 h (mm) (1961- 2010)	Precip. max. 1 h (mm) (1981 – 2010)
		X (km)	Y(km)			
<b>Appenzell</b>	750	747.7	244.5	1684	134.0	-
<b>Brülisau</b>	933	752.9	240.2	1740	121.3	-
<b>Kronberg</b>	1652	742.9	239.6	1803	117.8-	-
<b>Schwägalp</b>	1348	742.2	235.7	2555	148.8	-
<b>Saentis</b>	2502	746	234	2837	186.7	81.9

Legende : cf. Tableau 9.

Sur la base de l'analyse pluviométrique réalisée pour les bassins versants étudiés il a été constaté que le bassin versant de la Sitter, situé dans les Préalpes orientales, est en moyenne le plus arrosé des 3, car le massif de l'Alpstein (Saentis) est très exposé aux afflux d'air humide d'Ouest à Nord-Est.

La Figure 108 présente le bassin versant de la Sitter, délimité avec le modèle hydrologique MPF (résolution du MNT de 50 m).



**Figure 108. Délimitation du bassin versant de la Sitter et l'altimétrie (points roses = stations de mesures des précipitations)**

La Figure 109 indique la distribution des pentes sur le bassin versant de la Sitter.

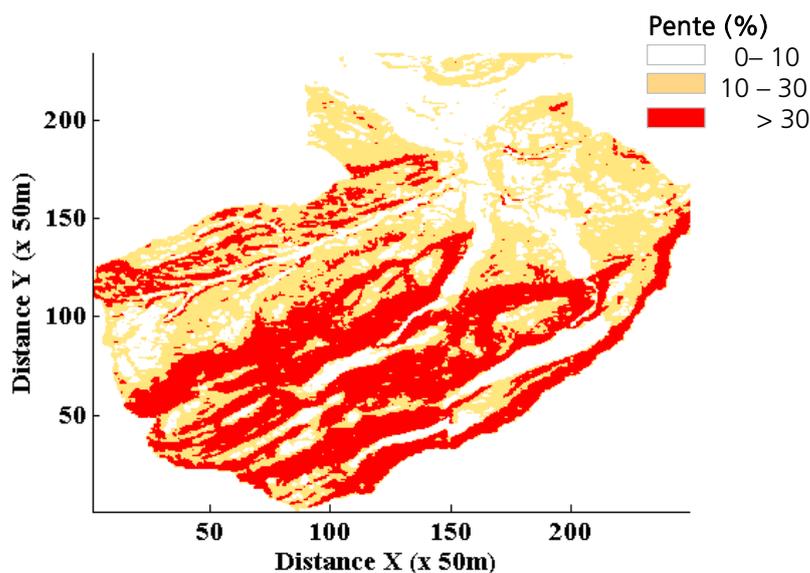


Figure 109. Carte des pentes du bassin versant de la Sitter

Les sols du bassin versant de la Sitter sont occupés en grande partie par des alpages et des prés et terres arables. Le Tableau 13 présente le pourcentage des différentes surfaces de l'occupation de sols pour le bassin versant de la Sitter selon l'OFEV.

Tableau 13. Occupation du sol pour le bassin versant de la Sitter

Description	Surface (%)
Forêt buissonnante	0.13
Autres surfaces boisées	2.94
Arboriculture fruitière, horticulture, viticulture	0.05
<b>Prés et terres arables</b>	24.08
<b>Alpages</b>	31.84
Végétation improductive	4.99
Aires de bâtiments	1.3
Aires industrielles	0.03
Espaces verts et lieux de détente	0.04
Surfaces de transport	1.16
Surfaces lacustres	0.19
Cours d'eau, berges, biotopes humides	0.8
Surfaces sans végétation	7.24
Glaciers	0.08

Comme pour le premier bassin versant, la lithologie du bassin a été estimée en fonction de la carte géotechnique simplifiée (Annexe A) et on obtient 9 types de lithologie (Figure 110).

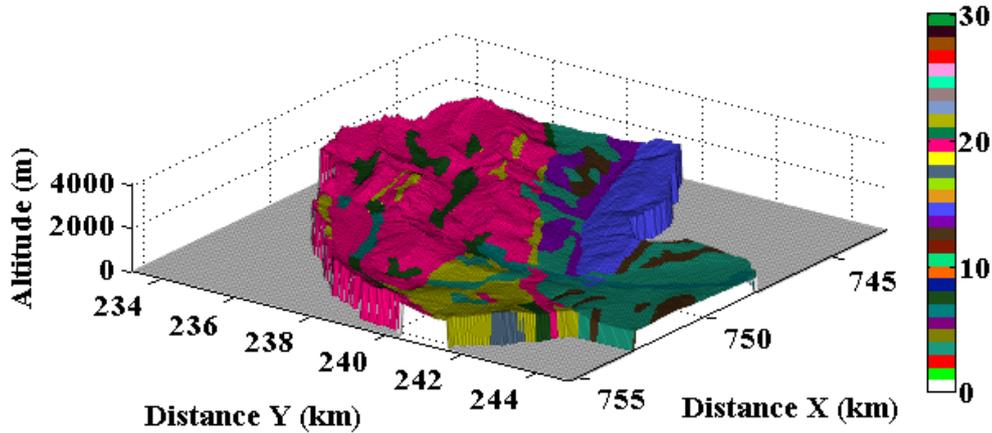


Figure 110. Types de lithologie pour le bassin versant de la Sitter

Le Tableau 14 présente la description de chaque classe de lithologie défini à partir de la carte géotechnique de la Suisse. Le bassin versant de la Sitter présente un pourcentage élevé de calcaires (36%), puis de sables et limons (~20%).

Tableau 14. Description des types de lithologie sur le bassin versant de la Sitter

No. Classe	Description des types de lithologie	Pourcentage sur le terrain
3	Sables et limons (silt), le plus souvent argileux (glaise), en partie calcaires (loess), souvent avec des galets (moraine de fond) ou des graviers, fins à grossiers, mélangés à du sable, du limon ou de l'argile (moraines de surface)	19.7
6	Graviers et sables, le plus souvent purs, parfois avec couvertures ou inclusions argilo-limoneuses, ainsi que dépôts de charriage étendus (actuels dépôts des cours d'eau)	4.47
7	Surfaces plus grandes de gravier anguleux souvent de la grosseur de blocs (matériaux tombés de la montagne, éboulis de pente)	8.8
12	Marnes, avec insertions de grès moyennement solidifiés en partie prépondérantes et séparées par des conglomérats	6.97
13	Conglomérats, faiblement à moyennement solidifiés, avec grès et dépôts marneux nombreux à prépondérants	4.56
14	Conglomérats, faiblement à moyennement solidifiés, constamment accompagnés de grès et de dépôts marneux	10.69
17	Schistes marneux-phyllite calcaire, avec inclusions de grès, en partie prépondérantes	0.71
19	Calcaire en général massifs, fréquemment avec dépôts marneux intercalaires en partie à graviers calcaires et à grès verts	36
21	Dépôts significatifs de schistes marneux et de marnes	8.1

### Le bassin versant de la Landwasser

Le troisième bassin pris en compte pour valider le modèle hydrologique MPF est le bassin versant de la Landwasser, situé dans le canton des Grisons, avec une surface de 183 km<sup>2</sup>. Le cours principal d'eau a une longueur de 30.5 km et est un affluent de l'Albula. L'altitude moyenne de ce bassin versant est de 2227 m. Il contient un petit lac naturel (lac de Davos ou Davosersee) situé au Nord-Est de Davos. Une petite partie des eaux de ce bassin au Nord-Est de Davos transite par ce petit lac. Toutefois, la majeure partie des eaux du bassin versant ne passe pas par ce lac, si bien que ce dernier ne devrait pas beaucoup influencer les débits de la Landwasser en aval de Davos, en particulier à la station de mesure de Frauenkirch.

Il a été choisi pour tester le comportement du modèle sur un bassin de grande taille. 1.2 % de la surface du bassin versant est recouverte par un glacier. Le point le plus haut du bassin est situé à une altitude d'environ 3000 m. L'exutoire du bassin à Frauenkirch se situe à une altitude de 1296 m.

Pour ce bassin, il existe des valeurs de débit depuis 1967 d'après l'Office fédéral de l'environnement. La station de mesures de débits est située sur la Landwasser à Frauenkirch près de Davos (x = 779640 m et y = 181200 m). La station de mesure des précipitations est située en amont du bassin versant à Davos à une distance d'environ 5 km de la station de mesure de débits. A la station Landwasser à Davos sur la période des mesures de 45 ans, les plus grandes crues observées ont eu lieu en 1975, enregistrant un débit de pointe de 53 m<sup>3</sup>/s, en 1987 un débit de 51 m<sup>3</sup>/s, en 2005 de 43.3 m<sup>3</sup>/s et 2008 de 43 m<sup>3</sup>/s. Le débit moyen est de 32.71 m<sup>3</sup>/s. Pour le bassin versant de Landwasser, il existe deux stations météorologiques (Davos, Weissfluhjoch) et deux stations pluviométriques (Dischma, Monstein) (Tableau 15). Ces stations sont représentées dans la Figure 111.

Tableau 15. Données pluviométriques de base pour le bassin versant de la Landwasser

Stations	Alt. (m/mer)	Coordonnées		Precip. moy. an (mm) (1981- 2010)	Precip. j. max. 24 h (mm) (1961- 2010)	Precip. max. 1 h (mm) (1981 – 2010)
		X (km)	Y(km)			
Davos	1594	783	187	1022	88.2	34.4
Weissfluhjoch	2690	780	183	1411	113.3	-
Dischma	1710	786	183	1710	81.6	-
Monstein	1575	778	176	1029	97.1	-

Legende : cf. Tableau 9.

La Figure 111 présente la topographie du bassin versant avec une résolution de 50 x 50 m réalisée avec le modèle hydrologique MPF.

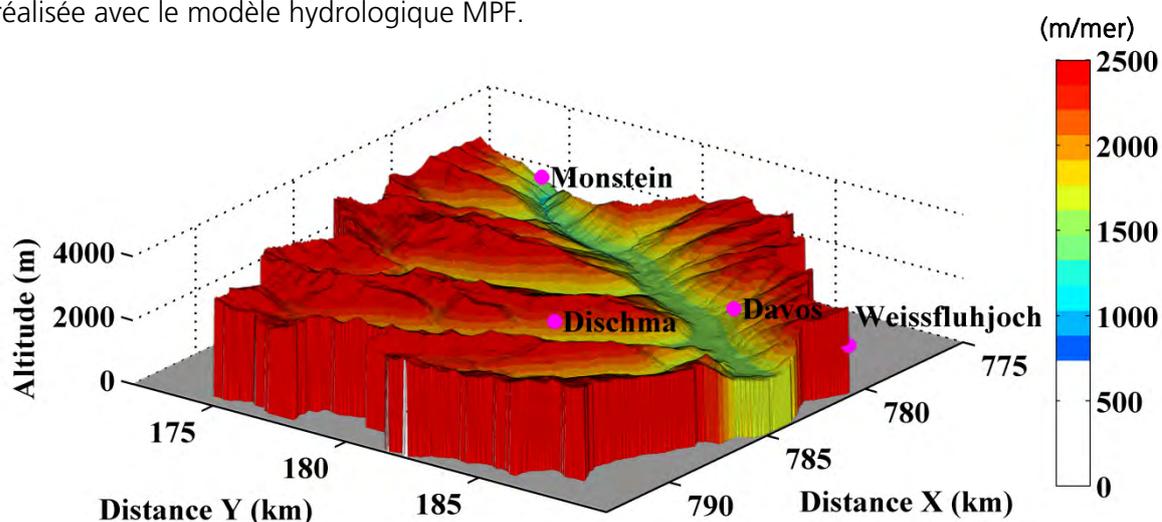


Figure 111. Délimitation du bassin versant de la Landwasser près de Davos et l'altimétrie (points roses = stations de mesures des précipitations)

Le bassin de la Landwasser situé dans le centre des Grisons est en moyenne le moins arrosé des 3 bassins versants étudiés, car il se trouve à l'intérieur des Alpes et il est protégé des afflux d'air humide d'Ouest à Nord-Est par la première chaîne des Alpes orientales (Alpes glaronaises et saint-galloises).

Le bassin versant de Landwasser présente des pentes suffisamment importantes dans la partie amont du bassin (Figure 112).

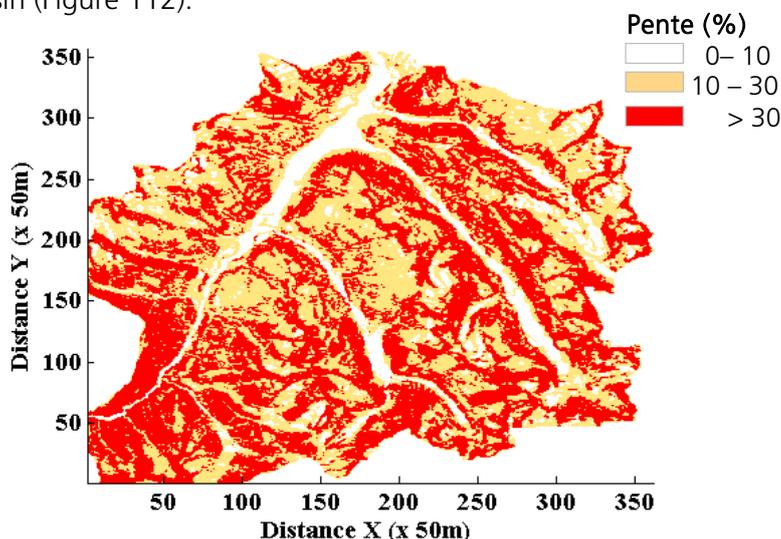


Figure 112. Carte des pentes du bassin versant de la Landwasser

Les sols du bassin versant de la Landwasser sont couverts sur une grande surface par des alpages (35.4 %), puis par des surfaces sans végétation (26.5 %). Le Tableau 16 présente les pourcentages des différentes couvertures de sol pour ce bassin versant.

Tableau 16. Occupation du sol, bassin versant de la Landwasser

Description	Surface (%)
Forêt buissonnante	1.45
Autres surfaces boisées	1.18
Arboriculture fruitière, horticulture, viticulture	0
Prés et terres arables	4.12
<b>Alpages</b>	<b>35.47</b>
Végétation improductive	14.67
Aires de bâtiments	1.08
Aires industrielles	0.05
Espaces verts et lieux de détente	0.26
Surfaces de transport	0.72
Surfaces lacustres	0.43
Cours d'eau, berges, biotopes humides	0.56
<b>Surfaces sans végétation</b>	<b>26.59</b>
Glaciers	1.18

Le bassin versant de Landwasser présente 5 types de lithologie d'après la carte géotechnique de la Suisse (Figure 113).

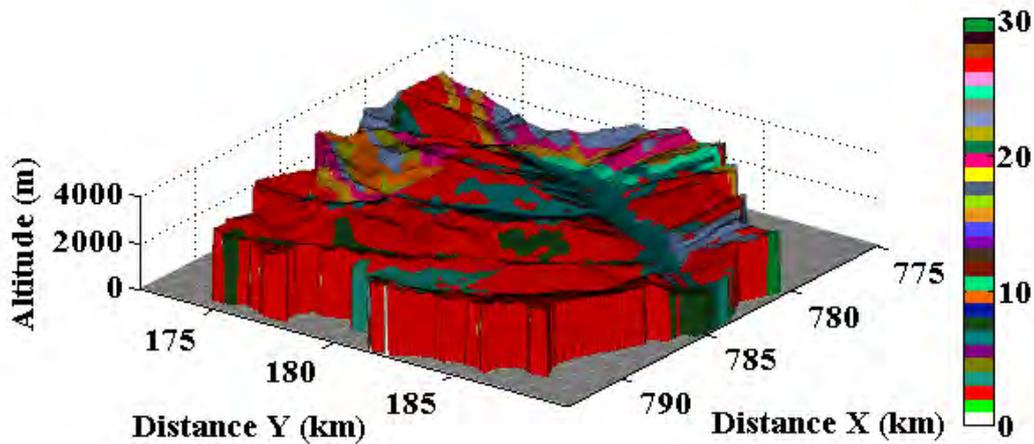


Figure 113. Types de lithologie pour le bassin versant de la Landwasser

Le Tableau 17 présente la description de chaque classe de lithologie définie à partir cette carte géotechnique. Ce tableau montre que ce bassin versant contient un pourcentage élevé de gneiss (~50%).

Tableau 17. Description des types de sol sur le bassin versant de la Landwasser

No. Classe	Description des types de lithologie	Pourcentage sur le terrain
2	Glaciers	0.88
3	Sables et limons (silt), le plus souvent argileux (glaise), en partie calcaires (loess), souvent avec des galets (moraine de fond) ou des graviers, fins à grossiers, mélangés à du sable, du limon ou de l'argile (moraines de surface)	5.37
6	Graviers et sables, le plus souvent purs, parfois avec couvertures ou inclusions argilo-limoneuses, ainsi que dépôts de charriage étendus (actuels dépôts des cours d'eau)	15.38
7	Surfaces de gravier anguleux souvent de la grosseur de blocs (matériaux tombés de la montagne, éboulis de pente)	6.03
9	Marnes et schistes argileux, avec des bancs de calcaire, dolomite et de grès, par endroit avec dépôts de gypse et d'anhydrite	1.95
15	Conglomérats - brèches, fortement solidifiés, avec différentes teneurs en arkose et en grès, en partie avec des phyllites sablonneuses et roches volcaniques	3.54
19	Calcaires en général massifs, fréquemment avec dépôts marneux intercalaires en partie à graviers calcaires et à grès verts	4.97
20	Calcaires, calcaires sablonneux - marneux, schisteux avec dépôt de schistes marneux et de phyllites calcaires, en partie avec des <i>silex</i> et dolomites, rarement avec des structures de brèches ou de conglomérats	0.45
21	Dépôts significatifs de schistes marneux et de marnes	1.17
22	Dolomites et cornieules, en partie avec dépôts de gypse	8.31
24	Porphyres quartzeux, porphyrites et tufs porphyriques, massifs à légèrement feuilletés	1.41
26	Gneiss à deux micas ou à biotite, fréquemment avec beaucoup de feldspaths, en partie avec amphibolites et gneiss à hornblende	49.75
27	Conglomérats et brèches schisteuses, souvent riches en séricite	0.04
28	Gneiss à séricite, chlorite et schistes, homogènes et hétérogènes	0.24
30	Serpentines, rarement avec passage à des péridotites ou des olivines	0.44

La capacité d'infiltration initiale et finale a été estimée comme une valeur moyenne des valeurs trouvées dans la littérature (Musgrave, 1995). Les valeurs utilisées pour chaque type de lithologie sont présentées dans l'annexe A.2.

Dans le Chapitre 5, nous avons présenté la conception et le fonctionnement du modèle hydrologique MPF. Celui-ci inclut une modélisation de l'écoulement d'eau en surface et en subsurface. Ce modèle contient un petit nombre de paramètres qui doivent être déterminés pour chaque bassin versant avant de pouvoir l'utiliser. Ce chapitre présente l'influence de chaque paramètre sur la forme finale du débit et la stratégie choisie pour calibrer les valeurs de ces paramètres. Le chapitre 9 présente le calage du modèle qui permet de déterminer les valeurs des paramètres, alors que le Chapitre 10 montre la validation de ces valeurs sur d'autres événements que ceux utilisés pour le calage.

Pour pouvoir déterminer l'influence de chaque paramètre du modèle MPF, deux analyses de sensibilité ont été réalisées. Dans le premier cas, l'influence de chaque paramètre sur le débit à l'exutoire et sur le temps de concentration a été testée. Puis, dans le deuxième cas, l'interaction entre les paramètres par groupes de deux a été analysée. Les résultats obtenus sont validés en fonction de trois critères : le critère de Nash, le rapport entre le volume simulé et le volume observé et le rapport entre le pic maximal simulé et le pic maximal observé.

Ces analyses ont permis de déterminer le meilleur jeu de paramètres de calibration. Dans le modèle hydrologique MPF, six paramètres doivent être déterminés. Ces paramètres sont liés au type de terrain, à la vitesse d'écoulement et à la largeur des ruisseaux. Dans ce qui suit, ces paramètres sont présentés en fonction de leur importance dans le calcul de débit.

### 8.1. Cas 1: Analyse individuelle de la variation de chaque paramètre.

Ce cas correspond à une analyse de sensibilité des paramètres du modèle MPF pour le bassin versant de l'Allenbach et de la Sitter (Annexe C), incluant toutes les valeurs possibles pour un certain paramètre. Cette analyse a permis d'établir un ordre de priorité dans la détermination des paramètres du modèle.

Le premier paramètre à déterminer est le volume d'eau qui peut s'infiltrer dans le terrain appelé  $V_{vide}$ , estimé en fonction du type de terrain. Ce paramètre est en fait le seuil de saturation à partir duquel le phénomène d'exfiltration a lieu. Les détails du modèle d'écoulement dans le sous-sol, qui inclut ce paramètre, sont présentés dans la sous-section 5.4.

Pour montrer l'influence de ce paramètre sur le débit à l'exutoire, trois calculs ont été réalisés pour le bassin versant de l'Allenbach en faisant varier la valeur du  $V_{vide}$  d'une valeur minimale à une valeur maximale (Figure 114). Cette figure montre que le paramètre  $V_{vide}$  influence la partie initiale de l'hydrogramme (Figure 114 à gauche), c'est-à-dire la vitesse de croissance du débit.

Le débit retenu est représenté en vert et il est bien corrélé avec le débit mesuré. En comparaison avec ce débit, on peut observer que si ce paramètre croît, le débit diminue (la courbe du débit en bleu) et à l'inverse (la courbe du débit en rouge) si ce paramètre diminue, le débit augmente.

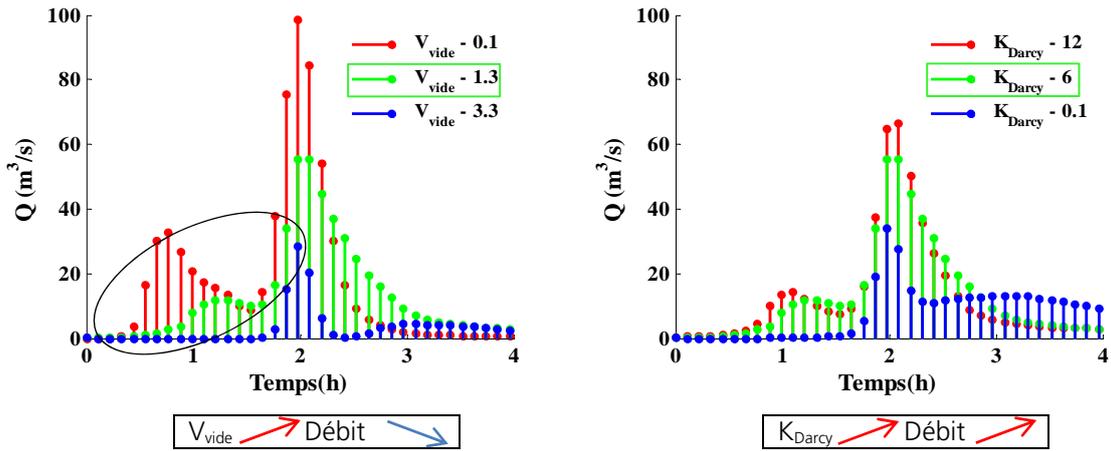


Figure 114. Analyse de sensibilité pour les paramètres  $V_{vente}$  à gauche et  $K_{Darcy}$  à droite pour le bassin versant de l'Allenbach

Le deuxième paramètre analysé est la conductivité hydraulique fictive ( $K$  de l'équation (41), Darcy, 1856). Ce paramètre influence les vitesses des écoulements en subsurface et a un double effet (sous-section 5.4). Au début de l'épisode, il peut faire augmenter le débit en causant plus d'exfiltration, car les vitesses d'écoulement en subsurface sont plus grandes, mais à la fin de l'épisode, l'effet est inversé car il y a moins d'eau restant dans le sous-sol. En conséquence, si  $K_{Darcy}$  croît, le débit croît aussi, ce qui peut être observé dans la Figure 114 à droite.

Les troisième et quatrième paramètres sont les coefficients de rugosité («  $n$  » intervenant dans l'équation (24)) et les coefficients de largeur des cours d'eau (équation (29)), pour chaque type d'écoulement utilisé dans l'équation de Manning, détaillée dans la sous-section 5.2. Ces paramètres influencent les vitesses d'écoulement de surface et ils agissent surtout sur le temps de concentration du bassin et sur la valeur du pic de débit (analyse détaillée dans l'annexe B). La Figure 115 montre que si la rugosité et le coefficient de largeur des cours d'eau ont une valeur élevée, le temps de concentration du bassin est long (en bleu et rouge) et l'inverse si la rugosité et le coefficient de largeur rivières sont petits (en vert et violet).

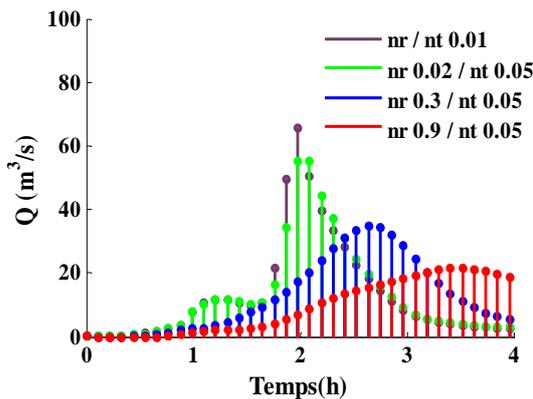


Figure 115. Analyse de sensibilité pour la rugosité et le coefficient de largeur des cours d'eau

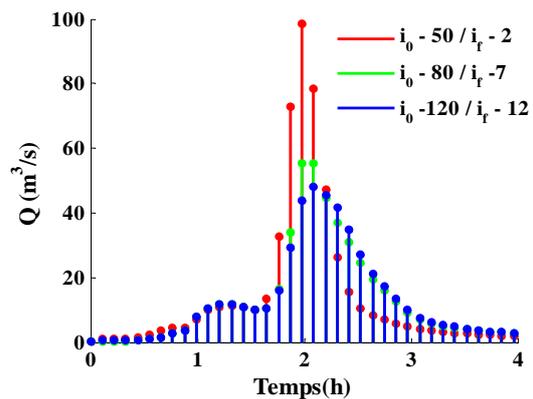


Figure 116. Analyse de sensibilité pour la capacité d'infiltration initiale et finale du sol

Les derniers paramètres à établir sont la capacité d'infiltration initiale et finale pour chaque type de lithologie ( $i_f$  et  $i_0$  de l'équation (38), Horton 1933 et sous-section 5.3). Les valeurs de ces derniers paramètres ont été déterminées à partir de la littérature spécialisée (Musy & Soutter, 1991 ; Borrell, 2004) et d'une carte géotechnique simplifiée à 30 types de lithologie (Annexe A). Ces paramètres sont par conséquent fixes et n'interviennent pas dans le processus de calibration.

La Figure 116 illustre l'influence des capacités d'infiltration sur le débit à l'exutoire. Ces coefficients ont aussi une double influence ; ils entraînent une augmentation du débit de surface si la capacité d'infiltration est petite (courbe de débit en rouge) et l'inverse si la capacité d'infiltration est grande (courbe de débit en bleu). Par conséquent, les capacités d'infiltration influencent à la fois la valeur du pic de débit, le temps de concentration et la forme de la courbe de débit.

## 8.2. Cas 2: Analyse des paires de paramètres

Cette analyse de sensibilité a été réalisée pour trouver l'influence partagée des paires des paramètres sur le débit. Il est possible que si la valeur d'un paramètre du modèle a été fixée, la valeur optimale d'un autre ne peut plus être correctement déterminée, car les deux paramètres ne sont pas indépendants. Dans un tel cas, il vaut mieux déterminer les valeurs optimales des deux paramètres ensemble, ce qui mène à une meilleure calibration du modèle.

Pour effectuer ce calcul, les paramètres du modèle ont été groupés deux par deux et ensuite plusieurs simulations ont été faites pour pouvoir montrer l'interaction existant entre les deux paramètres de chaque paire. Les résultats prouvent que les paramètres ne sont pas indépendants et que, par conséquent, cette analyse est justifiée.

Les résultats obtenus se basent sur trois critères d'optimisation. Le choix des critères d'optimisation est l'objectif final recherché dans la modélisation numérique. Une revue des différents critères utilisés en hydrologie est présentée par Legates & Mac Cabe (1999). Pour une efficacité du calage, Legates & Mac Cabe (1999) recommandent l'utilisation de plusieurs types de critères. Dans notre cas, pour évaluer l'adaptation de la courbe du débit simulé à celle mesurée, les trois critères suivants ont été utilisés (Nash & Sutcliffe 1970, McCuen et al., 2006, Moriasi et al., 2007):

- le coefficient de Nash-Sutcliffe (1970),
- le rapport des volumes,
- le critère de bilan.

### a) Coefficient de Nash-Sutcliffe

Ce critère permet de représenter l'adéquation d'un modèle par une formule simple et répandue. Ce critère permet de pondérer plus fortement les pointes de débits, ce qui le rend particulièrement adapté pour analyser la performance du modèle pour le calcul de crues.

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{t=0}^n (Q_{obs}(t) - Q_{sim}(t))^2}{\sum_{t=0}^n (Q_{obs}(t) - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (48)$$

où :

- $Q_{obs}(t)$  est le débit observé exprimé en  $m^3/s$ ,
- $Q_{sim}(t)$  est le débit simulé exprimé en  $m^3/s$ ,
- $\overline{Q_{obs}}$  est le débit moyen observé exprimé en  $m^3/s$ .

Le coefficient de Nash-Sutcliffe peut varier entre  $-\infty$  et 1. Un coefficient égal à 1 montre une correspondance parfaite entre le débit simulé et celui mesuré. Par contre un coefficient de Nash-Sutcliffe égal à zéro signifie une mauvaise synchronisation entre les débits et une valeur négative sanctionne un modèle encore plus mauvais (Tableau 18).

Le Tableau 18 présente un classement général de performance pour le critère d'efficacité de Nash (Moriasi et al., 2007).

Tableau 18. Classement général de performance pour le critère de Nash:

Classement de performance	Coefficient de Nash
Très bien	$0.75 < \text{Nash} \leq 1$
Bien	$0.65 < \text{Nash} \leq 0.75$
Satisfaisant	$0.50 < \text{Nash} \leq 0.65$
Insatisfaisant	$\text{Nash} \leq 0.5$

b) Le rapport des volumes

Le deuxième critère d'évaluation utilisé est le rapport des volumes permettant d'évaluer si le modèle présente un biais volumétrique sur une période donnée.

$$r_{vol} = \frac{V_{sim}}{V_{obs}} = \frac{\sum_{t=0}^n Q_{sim}(t)}{\sum_{t=0}^n Q_{obs}(t)} \quad (49)$$

où :

- $V_{sim}$  est le volume simulé exprimé en  $m^3$ ,
- $V_{obs}$  est le volume observé exprimé en  $m^3$ .

Un critère  $r_{vol} = 1$  signifie que le modèle n'est pas biaisé en volume, tandis qu'une valeur plus grande que 1 sanctionne un modèle produisant trop d'eau. De la même manière, une valeur plus petite que 1 signifie que le modèle ne reproduit pas assez d'eau.

c) Le critère de bilan

Le troisième critère d'évaluation du modèle se concentre sur le rapport des débits maximaux, qui montre si le modèle surestime ( $r_{pic} > 1$ ) ou sous-estime ( $r_{pic} < 1$ ) la valeur du débit maximal.

$$r_{pic} = \frac{Q_{simmax}}{Q_{obsmax}} \quad (50)$$

où :

- $Q_{simmax}$  est le pic du débit simulé exprimé en  $m^3/s$ ,
- $Q_{obsmax}$  est le pic du débit observé exprimé en  $m^3/s$ .

Ces trois critères donnent une mesure quantitative qui mène à un choix optimal de paramètres, mais ils peuvent mener à des paires optimales différentes pour chaque critère. Pour éviter ce problème, un quatrième critère a été introduit et il correspond à la superposition des trois premiers, ce qui facilite le choix d'une combinaison de paramètres optimale du point de vue des trois mesures d'optimisation.

Les paramètres du modèle MPF ont été groupés dans des paires utilisant un critère fonctionnel. La première paire contient des paramètres qui agissent sur la saturation du sol. La deuxième paire influence la vitesse d'écoulement sur le terrain. La troisième paire influence la largeur des cours d'eau sur le terrain. Ces deux paires de paramètres ensemble agissent sur le temps de concentration et le pic du débit. Et enfin, la quatrième paire influence la vitesse d'infiltration dans le sol. Ces groupements ont été faits sur les paramètres qui sont les mieux corrélés dans le modèle et, par conséquent, devraient être analysés ensemble.

Le **premier groupe de paramètres** analysés correspond à la combinaison entre le paramètre  $V_{vide}$  défini pour le volume d'eau qui peut s'infiltrer dans le sous-sol et le paramètre  $K_{Darcy}$  pour la conductivité hydraulique. Ces deux paramètres ont été pris en compte ensemble parce que le coefficient  $K_{Darcy}$  a une très grande influence sur la vitesse de remplissage du volume d'eau dans le sous-sol  $V_{vide}$ . L'analyse faite pour ce groupe de paramètres a pour but de montrer leur variation possible pour un bassin versant donné. Les paramètres choisis sont validés en fonction des quatre critères d'optimisation mentionnés plus haut.

Les résultats obtenus sont représentés dans la Figure 117 à la Figure 120. L'axe x, correspond aux valeurs du coefficient  $V_{vide}$  et l'axe y aux valeurs du coefficient  $K_{Darcy}$ . Le dégradé des couleurs représente les valeurs du coefficient de Nash-Sutcliffe, le rapport des volumes et le rapport des pics, obtenus par la comparaison du débit simulé avec celui observé pour le bassin versant de l'Allenbach.

Pour faciliter la visualisation et le choix d'une combinaison optimale de paramètres dans le cas des rapports des volumes et des pics, toutes les valeurs dépassant la valeur optimale de 1 ont été remplacées par des valeurs symétriques plus petites que 1. Par exemple, une valeur de 1.2 est remplacée par 0.8. Ainsi, toutes les valeurs proches de 1, qui est l'optimum, sont représentées en rouge et celles éloignées de 1 en bleu.

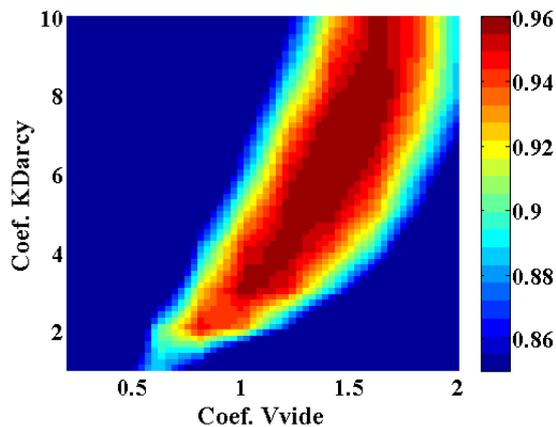


Figure 117. Coefficients  $V_{vide}$  et  $K_{Darcy}$  : coefficient de Nash

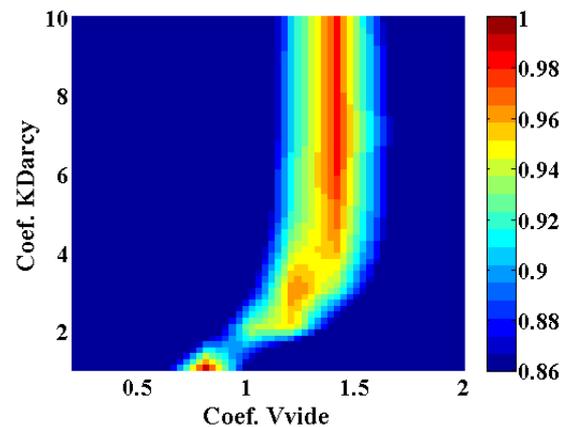


Figure 118. Coefficients  $V_{vide}$  et  $K_{Darcy}$  : rapport des volumes

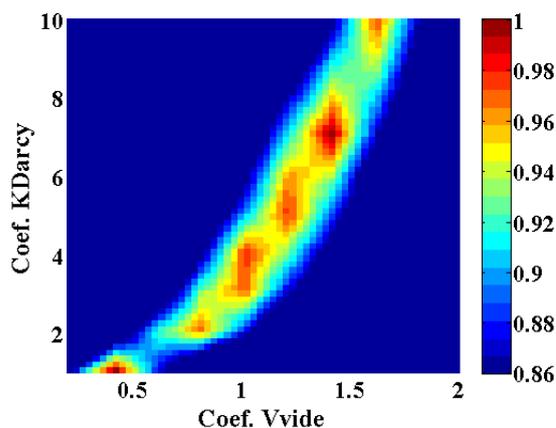


Figure 119. Coefficients  $V_{vide}$  et  $K_{Darcy}$  : rapport des pics

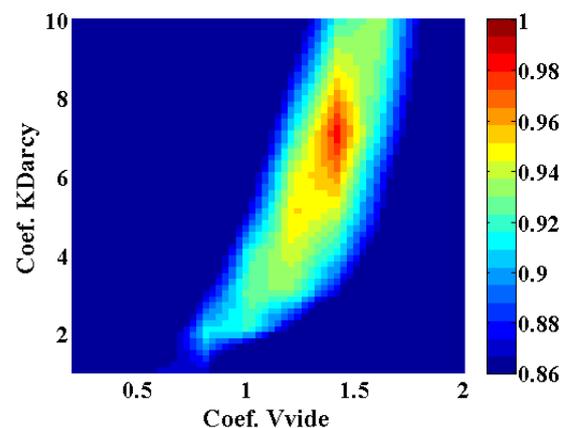


Figure 120. Coefficients  $V_{vide}$  et  $K_{Darcy}$  : moyenne des Figure 117 à Figure 119

La Figure 117 présente les valeurs du coefficient de Nash-Sutcliffe pour plusieurs simulations avec différents paramètres du  $V_{vide}$  compris entre 0 et 2 et  $K_{Darcy}$  compris entre 0 et 10. Les résultats obtenus révèlent que ces deux paramètres dépendent l'un de l'autre. La forme de la distribution des résultats montre qu'il s'agit bien d'une corrélation entre ces deux coefficients

et que la valeur optimale de l'un dépend de la valeur choisie pour l'autre. Par exemple, sur la Figure 119, si la valeur de 3 est fixée pour  $K_{\text{Darcy}}$ , la valeur optimale trouvée pour  $V_{\text{vide}}$  avoisine 1. Par contre, si la valeur de  $K_{\text{Darcy}}$  est fixée à 7, la valeur optimale de  $V_{\text{vide}}$  change pour avoisiner 1.5. Cela montre que les valeurs optimales de ces deux coefficients ne peuvent pas être déterminées indépendamment et que leur calibration doit être faite pour les deux ensembles.

Le coefficient Nash-Sutcliffe est proche de 1 quand  $V_{\text{vide}}$  a des valeurs comprises entre 1 et 1.5 et  $K_{\text{Darcy}}$  entre 3 et 9 (Figure 117). Un coefficient de Nash-Sutcliffe peut varier entre  $-\infty$  et 1; s'il est égal à 1, il montre une correspondance parfaite entre le débit simulé et celui mesuré (Nash et al., 1970).

La Figure 118 indique le rapport entre le volume d'eau simulé et le volume d'eau mesuré. Un coefficient proche de 1 signifie que le volume d'eau mesuré est égal à celui simulé par le modèle MPF. Ici, on peut observer que l'intervalle optimal des paramètres pour  $V_{\text{vide}}$  et  $K_{\text{Darcy}}$  reste dans la même plage que dans le cas du premier critère d'optimisation, celui de Nash-Sutcliffe.

La Figure 119 présente le rapport entre le pic du débit simulé et le pic du débit mesuré. Ici, des petits intervalles sont observés pour lesquels les pics du débit simulé et celui mesuré ont une bonne corrélation.

Pour déterminer les paramètres optimaux de la simulation numérique du modèle MPF, la Figure 120 a été réalisée. Celui-ci représente la moyenne de toutes les valeurs obtenues pour les coefficients de Nash-Sutcliffe, du rapport du volume et des pics pour l'intervalle des paramètres utilisés. Après avoir appliqué la transformation symétrique mentionnée plus haut, les valeurs maximales des trois mesures prises en considération coïncident avec la valeur optimale, c'est-à-dire la plus proche de 1, si bien que la moyenne optimale avoisine aussi 1. Cette moyenne montre la combinaison de paramètres qui optimise en même temps le coefficient de Nash-Sutcliffe, le rapport des volumes et le rapport des pics. Avec cette figure, deux paramètres ont été estimés. Ils sont ensuite utilisés dans la calibration du modèle.

Le premier groupe montre d'une part qu'il y a une corrélation entre les paramètres, c'est-à-dire qu'ils ne sont pas indépendants. Pour deux paramètres indépendants, la forme d'une distribution jointe devrait être proche d'un cercle ou d'une ellipse avec les axes parallèles aux axes  $x$  et  $y$ , en fonction de l'échelle choisie. Si la forme de cette distribution s'éloigne d'un cercle ou d'une ellipse, alors il existe une corrélation entre les deux paramètres.

Le deuxième groupe de paramètres est composé du coefficient de rugosité de terrain et du coefficient de rugosité de la rivière. L'intervalle des paramètres retenus pour cette analyse est de 0 à 0.2 après avoir réalisé d'autres tests sur ces paramètres. Les résultats présentés sont basés en tenant compte des critères d'efficacité.

La Figure 121, présente le premier critère utilisé, celui de Nash-Sutcliffe. Ici, on peut observer que les meilleures valeurs en termes de Nash-Sutcliffe sont obtenues quand ces coefficients sont compris entre 0.06 et 0.1 pour le coefficient de rugosité de la rivière et de 0.025 à 0.085 pour le coefficient de rugosité du terrain.

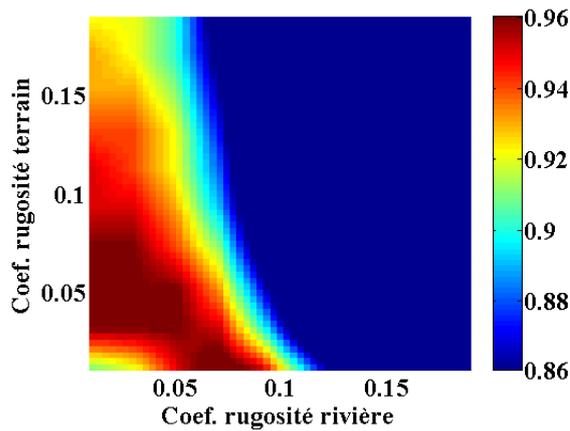


Figure 121. Coefficients de rugosité du terrain et des rivières : coefficient de Nash

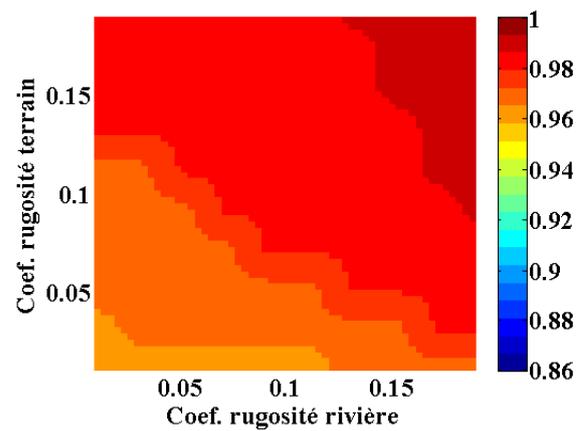


Figure 122. Coefficients de rugosité du terrain et des rivières : rapport des volumes

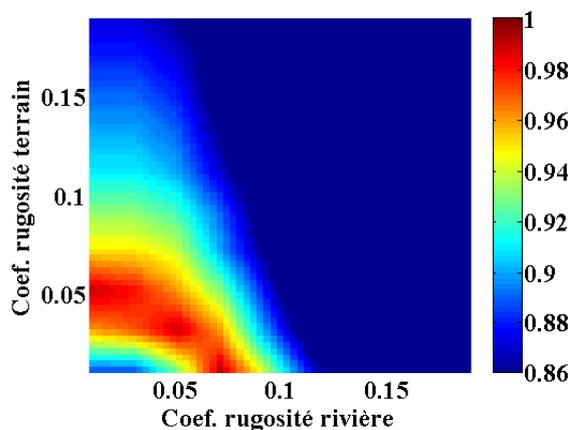


Figure 123. Coefficients de rugosité du terrain et des rivières : rapport des pics

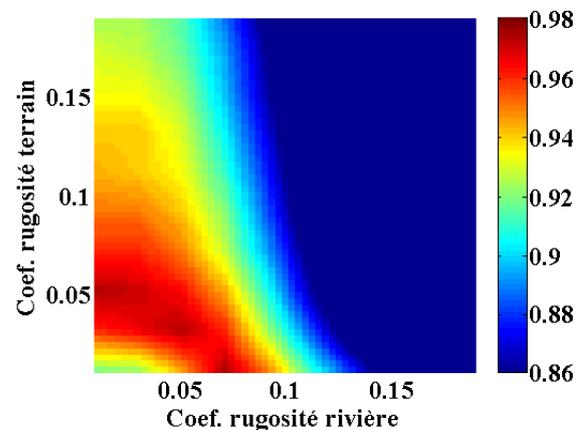


Figure 124. Coefficients de rugosité du terrain et des rivières : moyenne des Figure 121 à Figure 123

La Figure 122 révèle que les coefficients de rugosité ont peu d'influence sur le rapport des volumes, contrairement au premier groupe de paramètres ( $V_{\text{vide}}$  et  $K_{\text{Darcy}}$ ). La Figure 123 illustre le rapport du pic simulé et observé où quelques zones proches de 1 apparaissent et correspondent à une bonne corrélation. L'intervalle optimal des paramètres est illustré dans la Figure 124.

Comme pour la paire de paramètres analysée auparavant, il est facile de montrer qu'il s'agit bien de deux paramètres qui sont dépendants l'un de l'autre. Comme le montre la Figure 124, si la valeur du coefficient de rugosité sur le terrain est fixée à 0.05, la valeur optimale obtenue pour le coefficient de rugosité en rivière avoisine 0.01. Par contre, si la valeur fixée pour le coefficient de rugosité sur le terrain est de 0.01, la valeur optimale du coefficient de rugosité en rivière avoisine 0.07.

Le troisième groupe de paramètres correspond au coefficient de largeur de cours d'eau pour l'écoulement peu profond (Coef. largeur rivière T) et le coefficient de largeur de la rivière (Coef. largeur rivière R) pour l'écoulement en rivière. La Figure 125 montre que les valeurs optimales de ces coefficients sont comprises entre 0.2 et 0.6 pour l'écoulement en rivière et entre 0.4 à 1 pour l'écoulement peu profond. La Figure 126 présente les résultats obtenus pour le rapport entre les volumes d'eau simulés et observés et la Figure 128 la valeur du rapport des pics maximaux des débits simulés et observés.

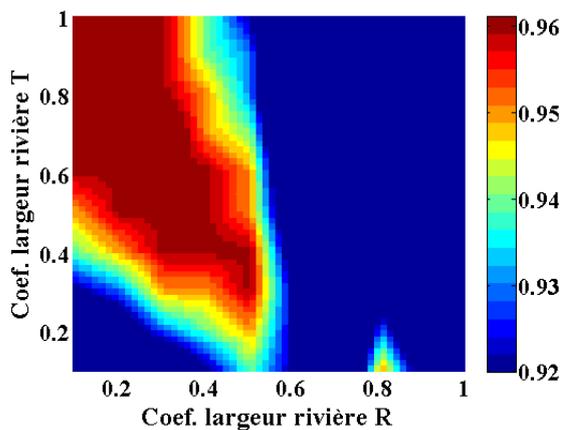


Figure 125. Coefficients de largeur des cours d'eau T et R : coefficient de Nash

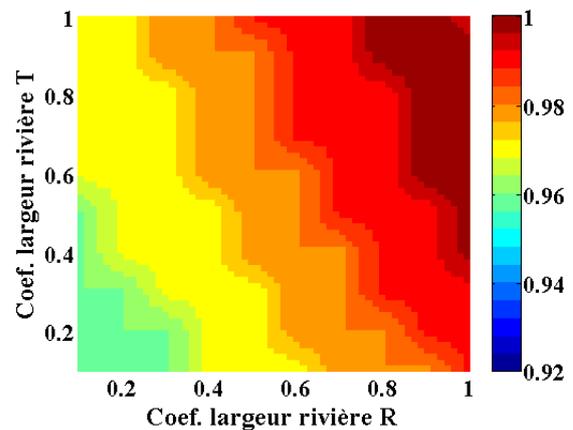


Figure 126. Coefficients de largeur des cours d'eau T et R : rapport des volumes

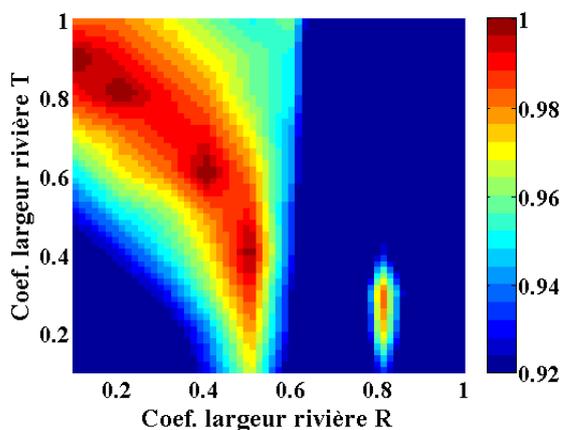


Figure 127. Coefficients de largeur des cours d'eau T et R : rapport des pics

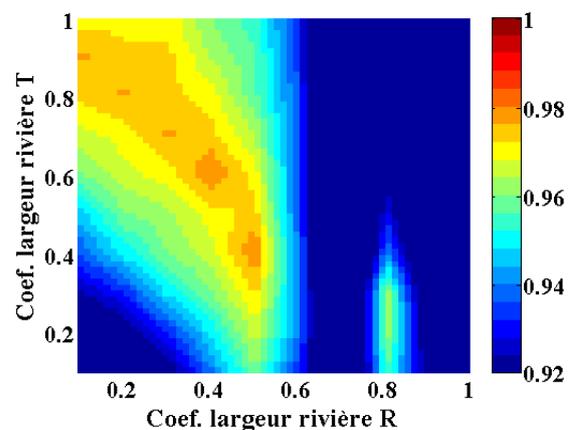


Figure 128. Coefficients de largeur des cours d'eau T et R : moyenne des Figure 124 à Figure 127

Ensuite, pour déterminer la valeur optimale, les valeurs de la Figure 125 à la Figure 127 ont été pondérées. La Figure 128 correspond à la moyenne de toutes les valeurs obtenues pour les trois critères d'efficacité. Cela offre la possibilité de choisir la paire des valeurs qui optimise en même temps les trois critères. Comme pour les cas précédents, il y a clairement une corrélation entre les deux paramètres.

Le **dernier groupe de paramètres** est composé de la capacité initiale et finale d'infiltration. Pour réaliser cette analyse, un seul type de terrain a été considéré sur tout le bassin versant étudié, mais avec des capacités d'infiltrations différentes à chaque simulation réalisée.

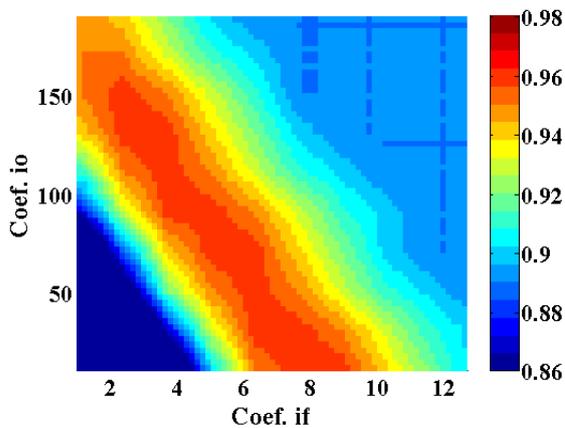


Figure 129. Coefficients d'infiltration initiale (io) et finale (if): coefficient de Nash

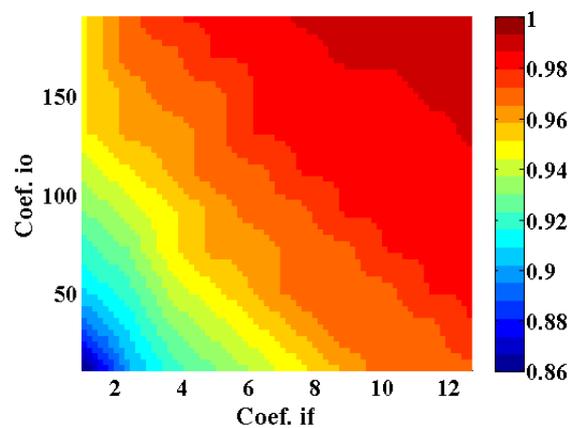


Figure 130. Coefficients d'infiltration initiale (io) et finale (if) : rapport des volumes

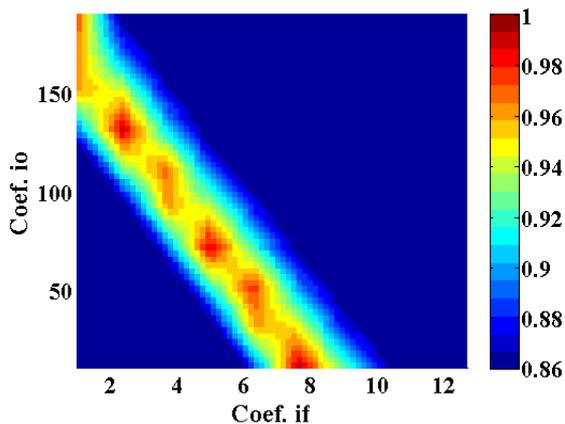


Figure 131 Coefficients d'infiltration initiale (io) et finale (if): rapport des pics

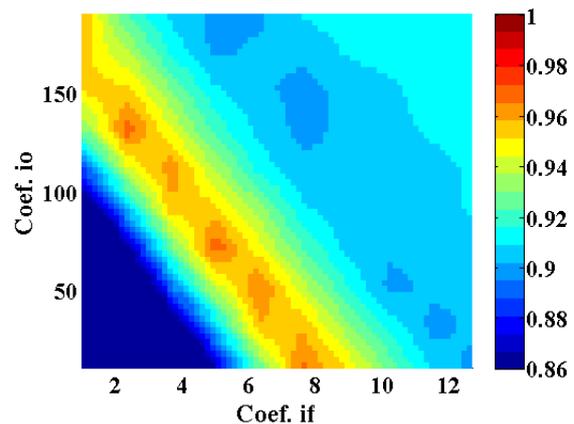


Figure 132. Coefficients d'infiltration initiale (io) et finale (if) : moyenne des Figure 129 à Figure 131

Dans la Figure 129, les termes de Nash-Sutcliffe sont considérés comme de bons résultats, quand les valeurs des capacités d'infiltration initiales sont comprises entre 110 et 150 et celles des capacités d'infiltration finales sont comprises entre 6 et 11. Cette analyse aide à déterminer les capacités d'infiltration initiale et finale pour différents types de terrains existant sur un bassin versant. La Figure 132 montre les paramètres optimaux pour le bassin versant de l'Allenbach.

À l'inverse des autres paires de paramètres, ces paramètres sont plutôt fixés en fonction de la carte géotechnique présentée dans l'annexe A (Office fédéral de topographie, consulté en 2012). Mais la carte donne plutôt une marge pour ces paramètres et le choix d'une valeur à l'intérieur de cette marge peut être fait avec une optimisation du coefficient de Nash sur chaque type de terrain.

Comme le montrent ces figures, dans tous les cas, il existe plusieurs combinaisons possibles ou des plages entières des paramètres qui donnent de bons résultats, c'est-à-dire plusieurs solutions optimales. Pour choisir un jeu complet de paramètres, il est nécessaire de calibrer le modèle sur la base de ces solutions partielles.

La section suivante, présente la calibration du modèle hydrologique MPF, basée sur l'analyse de paramètres faite dans ce chapitre.



Le but de cette partie est d'évaluer l'efficacité du modèle hydrologique MPF dans la détermination des débits de crue sur des cas réels, comme les événements étudiés sur les bassins versants présentés dans la section 7.3, afin de pouvoir ensuite appliquer le modèle calibré et validé aux événements extrêmes de type PMP-PMF. Il n'est pas possible de calibrer le modèle directement sur des épisodes extrêmes de type PMP-PMF, car les valeurs de PMP, comme celles de PMF, sont des valeurs estimées et jamais mesurées.

L'objectif de cette partie est de mieux comprendre les relations entre les paramètres du modèle en vue d'estimer le débit. À long terme, il s'agit d'appliquer le modèle aux différents scénarios sur ces bassins, pour obtenir un modèle robuste qui puisse être utilisé dans des situations variées.

L'application du modèle hydrologique MPF nécessite une phase de préparation des données et une phase de détermination des paramètres. Dans ce qui suit, les processus de calibration pour chaque bassin versant étudié sont présentés.

### 9.1. Stratégie de calage des paramètres pour un bassin versant donné

#### Le bassin versant de l'Allenbach

L'épisode de crue retenu pour la calibration du modèle sur le bassin versant de l'Allenbach a eu lieu le 7 août 2004. Il s'est produit avec une situation de marais barométrique et des vents du Sud-Ouest faibles, sans front. Les vitesses du vent mesurées par les radiosondages au-dessus de Payerne varient de 3 à 7 m/s entre 2000 et 7000 m/mer. L'isotherme 0°C avoisinait 3800 m/mer à 0 et 12 UTC (Annexe E). Dans ce cas, des nuages de convection se sont développés et ont provoqué des averses ou des orages locaux d'origine thermique dans les Alpes.

La station d'Adelboden a mesuré une pluie de 27 mm durant 2 heures lors de cet épisode du 7 août 2004, ce qui équivaut à un temps de retour de 2 ans. Le débit de pointe de l'Allenbach a atteint 60 m<sup>3</sup>/s, ce qui correspond à un temps de retour de 30 ans pour ce bassin.

Le traitement des données est une première phase nécessaire avant la calibration effective du modèle. Les données de pluie et de débit mesurées vont être utilisées comme données de référence pour la calibration et elles doivent être traitées pour correspondre au format de sortie du modèle, dans le but de faire une comparaison réaliste.

Les données disponibles de la pluie fournies par MétéoSuisse sont des hauteurs d'eau moyennées sur dix minutes. Un traitement sur ces données a été nécessaire pour pouvoir réaliser une simulation fine de crues. Ceci implique une connaissance des précipitations avec une durée plus courte, car, en 10 minutes, le front d'onde d'un écoulement à 2 m/s parcourt 1.2 km, créant des instabilités numériques. Pour cette raison, il est nécessaire de calculer la structure de la pluie sur une durée plus courte. Pour obtenir des données de pluie à une résolution temporelle plus fine à partir des données de MétéoSuisse, une méthode d'interpolation a été utilisée. La Figure 133, montre la structure de la pluie obtenue de

MétéoSuisse (les barres bleues représentent la pluie mesurée à dix minutes) et la structure utilisée dans le modèle hydrologique MPF (les barres rouges à trois minutes).

La calibration des paramètres se base sur une pluie distribuée de manière spatio-temporelle avec le modèle des nuages développé dans la section 4.2. Dans le cas d'une pluie mesurée, il est aussi nécessaire de distribuer la pluie, car la mesure disponible ne documente qu'un seul point sur le terrain et ne donne aucune information sur la pluie dans les autres points du bassin versant. Pour cela, les étapes réalisées sont les mêmes que dans la sous-section 4.2.1 à partir d'une pluie de type PMP. Il s'agit de transformer la pluie mesurée dans un volume d'eau qui est ensuite distribuée par les nuages. Le déplacement et le comportement de ces nuages dans le temps fournissent à la fin de la simulation une pluie distribuée dans l'espace et dans le temps. La résolution spatiale de la distribution de la pluie est la même que celle du terrain, pour ce cas de 25 x 25 m.

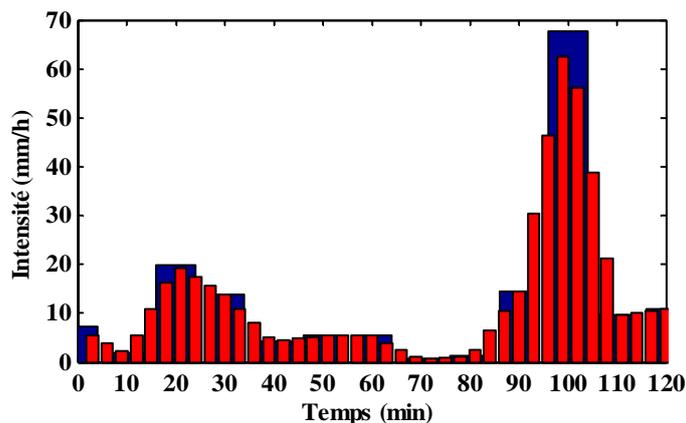


Figure 133. Hyétogramme de la pluie du 7.08.2004 pour le bassin versant de l'Allenbach (les barres bleues représentent la pluie mesurée sur dix minutes (mm/h) et les barres rouges celle interpolée sur trois minutes (mm/h))

Le même traitement a été réalisé sur les données débitométriques mesurées. Ces valeurs ont une résolution temporelle de 10 minutes, mais dans le modèle MPF les débits simulés ont une résolution plus fine, de 10 secondes, correspondant au pas de temps de la simulation.

La calibration des paramètres du modèle hydrologique MPF se fait manuellement et pour chaque événement utilisé pour la calibration. Le calage est réalisé par essais et erreurs. Il s'agit de faire un premier essai, ensuite de modifier les paramètres un par un et d'analyser les nouveaux résultats, pour trouver la direction de variation dans laquelle les résultats s'améliorent. Ce processus est répété jusqu'au moment où les résultats sont considérés comme satisfaisants ou qu'une amélioration n'est plus possible.

L'analyse de sensibilité effectuée sur les paramètres du modèle MPF est présentée dans le chapitre 8. Celui-ci a permis de nous familiariser avec les interactions des paramètres du modèle, c'est-à-dire de connaître le sens et l'amplitude des modifications de l'hydrogramme simulé apportées par la modification d'un paramètre. Cette analyse offre aussi des plages de variation pour chaque paramètre dans lesquelles les valeurs du débit simulé sont les plus proches de celles mesurées. La calibration va être faite en tenant compte de ces plages.

Le calage a été effectué en modifiant les paramètres du modèle après avoir établi un ordre de priorité. Le premier paramètre est le volume d'eau qui peut s'infiltrer dans le terrain ( $V_{vide}$ ). Ce paramètre agit sur la partie initiale de l'hydrogramme de crue (Figure 134). Pour pouvoir l'établir, il a été nécessaire d'effectuer une simulation antérieure avec une pluie qui a eu lieu avant l'orage étudié. À partir de cette pluie, il a été possible de reproduire une première estimation des paramètres du modèle et le débit en rivières sur le terrain conduisant à la détermination d'un débit de base présent dans la partie initiale de l'hydrogramme de crue. Puis, la conductivité hydraulique ( $K_{Darcy}$ ), qui est le deuxième paramètre calibré, a été modifiée pour obtenir la forme finale de l'hydrogramme de crue. La dernière étape correspond à l'établissement de la rugosité du terrain et de la largeur de rivières pour améliorer le résultat.

Les plages optimales de variations de tous ces paramètres ont été déjà établies dans le chapitre 8.

Les paramètres obtenus pour le bassin versant de l'Allenbach après la calibration du modèle sont représentés dans le Tableau 19.

Tableau 19. Coefficients de la largeur des cours d'eau et les rugosités après calibration d'écoulement en surface intervenant dans l'équation Manning (24) pour le bassin versant de l'Allenbach.

Type d'écoulement	Coefficient de largeur rivière	Rugosité
Écoulement peu-profond	1	0.05
Écoulement en rivière	0.02	0.02

Un dernier paramètre à tester pour cette période a été la direction du vent, qui doit être établie pour trouver la meilleure corrélation entre le débit mesuré et le débit simulé. En effet, les zones de fortes précipitations sous les nuages d'orages peuvent se déplacer, au moins temporairement, dans une autre direction que celle du vent mesurée par les radiosondages au-dessus de Payerne, notamment pour des situations de marais barométrique avec des courants faibles. La Figure 134 présente la comparaison entre les débits calculés pour plusieurs directions de vent et le débit mesuré ( $Q_{mes}$  en ligne bleu interrompue) à la station d'Adelboden le 7.08.2004.

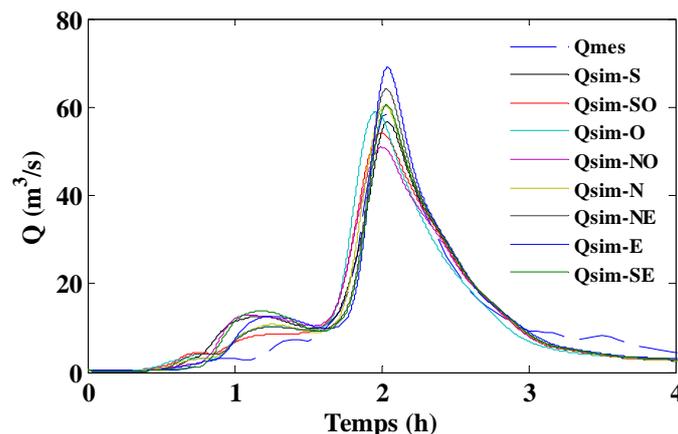


Figure 134. Hydrogramme de la crue du 7.08.2004 (8 directions de vent) pour le bassin versant de l'Allenbach

Ces résultats révèlent que la direction du vent joue un rôle important sur le débit à l'exutoire. Les paramètres du modèle restent les mêmes pour tous ces calculs.

Les critères d'optimisation utilisés pour déterminer la qualité d'un certain jeu de paramètres sont les mêmes que ceux utilisés dans le chapitre 8 c'est-à-dire le coefficient Nash-Sutcliffe (classement de performance Tableau 18), le rapport entre le volume simulé et celui mesuré et le rapport entre le pic simulé et celui mesuré. Le Tableau 20 montre les valeurs obtenues en tenant compte de ces critères d'efficacité pour toutes les directions du vent. Les rapports des volumes et des pics, ainsi que les coefficients de Nash-Sutcliffe sont proches de 1 pour toutes les directions du vent, ce qui indique une bonne corrélation entre les débits calculés et mesurés pour cet épisode.

Tableau 20. Corrélation entre le débit simulé et le débit mesuré pour le bassin versant de l'Allenbach

Direction du vent	Rapport volumes	Rapport pics	Coefficient Nash-Sutcliffe
S	1.04	0.96	0.95
S-O	1.01	0.92	0.96
O	1.02	1	0.92
NO	1.03	0.86	0.92
N	1.03	1.02	0.97
NE	1.04	1.09	0.97
E	1.06	1.17	0.94
SE	1.03	1.03	0.94

La Figure 135 présente le hyétogramme de pluie distribuée de manière spatio-temporelle (dans les points :  $x=170$  et  $y=170$ ), l'hydrogramme de crue simulée et la comparaison avec le débit mesuré pour le bassin versant de l'Allenbach.

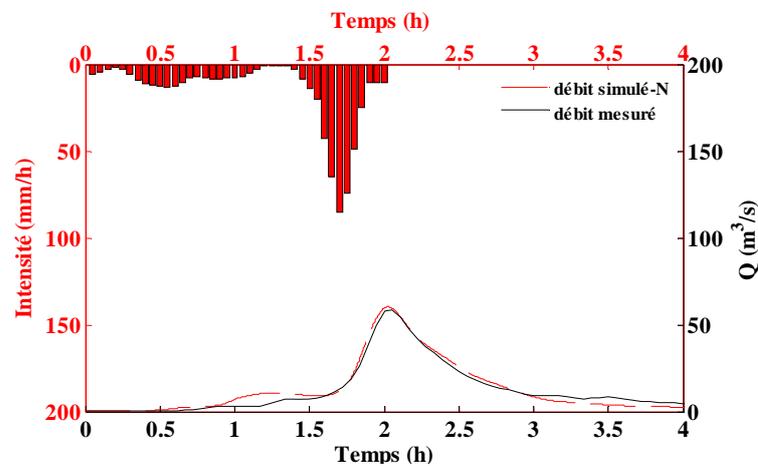


Figure 135. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour le bassin versant de l'Allenbach le 7.08.2004

Les résultats obtenus montrent une bonne corrélation entre l'évolution du débit mesuré et le débit simulé par le modèle. Cela indique non seulement que ce modèle est capable de bien reproduire cet événement, mais aussi que les paramètres choisis sont proches de la réalité.

Du point de vue de la quantité, le modèle estime correctement le volume d'eau sur la période de simulation. Ainsi, le résultat du critère de bilan est de 1.02.

Le coefficient de Nash-Sutcliffe obtenu est de 0.97, ce qui correspond à une bonne corrélation entre le débit mesuré et le débit simulé par le modèle hydrologique MPF (Receanu et al., 2011).

#### Le bassin versant de la Sitter

Le deuxième bassin versant sur laquelle le modèle hydrologique MPF a été calibré est celui de la Sitter pour la crue observée le 7 juin 2007. Cet épisode s'est produit avec une situation de marais barométrique et des vents d'Est faibles, sans front. Les vitesses des vents mesurées varient de 2 à 5 m/s entre 1000 et 5000 m/mer au-dessus de Payerne. L'isotherme 0°C avoisinait 3500 m/mer à 0 et 12 UTC (Annexe E). La crue a été provoquée par des nuages de convection qui ont engendré des averses ou des orages locaux d'origine thermique dans les Alpes.

La station de Saentis a mesuré une pluie de 22 mm durant 100 minutes lors de cet épisode du 7 juin 2007, ce qui équivaut à un temps de retour de 1 an. Le débit de pointe de la Sitter à Appenzell a atteint 76 m<sup>3</sup>/s, ce qui correspond à un temps de retour de 2.5 ans pour ce bassin.

Ces données ont été traitées comme pour le bassin versant de l'Allenbach afin d'obtenir une distribution fine de la pluie et du débit qui peut être utilisée dans le modèle hydrologique MPF.

La pluie utilisée dans la calibration est une pluie mesurée sur une durée de 2 heures. Cette pluie est transformée en volume d'eau qui est distribuée par les nuages pour obtenir une structure de la pluie spatio-temporelle sur tous les points du terrain. La méthode de calcul est la même que pour le bassin versant de l'Allenbach.

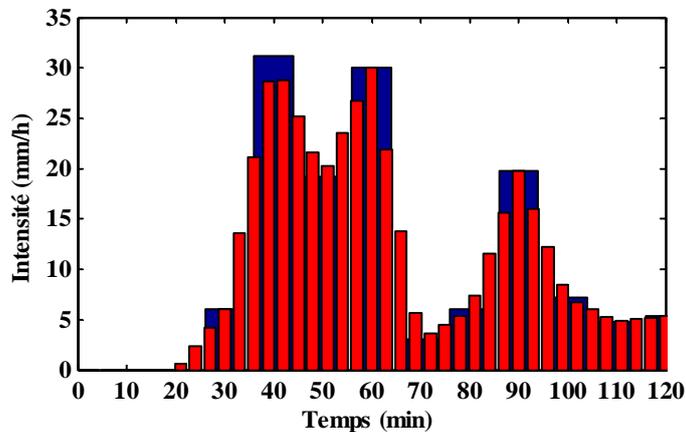


Figure 136. Hyétogramme de la pluie du 7.06.2007 pour le bassin versant de la Sitter (les barres bleues représentent la pluie mesurée sur dix minutes (mm/h) et les barres rouges celle interpolée sur trois minutes (mm/h))

La Figure 136 représente l'hydrogramme de pluie mesurée (barres en bleu) et l'hydrogramme de pluie interpolée à une échelle fine. Cette interpolation a été faite pour pouvoir utiliser ces données dans la calibration du modèle pour le bassin versant de la Sitter.

Le calage de la période prise en compte a été fait de la même manière, en commençant avec une pluie test qui a eu lieu le même jour, pour pouvoir établir les conditions initiales du calcul. Ces conditions concernent les paramètres représentant le volume d'eau qui peut s'infiltrer dans le sol et la conductivité hydraulique. Puis, les paramètres de la rugosité et des largeurs de rivières par type d'écoulement ont été modifiés, de manière à obtenir une bonne corrélation entre le débit simulé et celui mesuré.

Les paramètres obtenus pour le bassin versant de la Sitter après la calibration du modèle sont représentés dans le Tableau 21.

Tableau 21. Coefficients de la largeur des cours d'eau et les rugosités après calibration d'écoulement en surface intervenant dans l'équation de Manning (24) pour le bassin versant de la Sitter.

Type d'écoulement	Coefficient de largeur rivière	Rugosité
Écoulement peu-profond	0.5	0.75
Écoulement en rivière	0.14	0.1

La Figure 137 illustre les débits mesurés et simulés obtenus par le modèle hydrologique MPF. Ces résultats ont été obtenus à partir du calage sur les paramètres présentés plus haut.

Cette figure montre que le modèle hydrologique MPF reproduit d'une manière satisfaisante la dynamique de l'événement, excepté la partie initiale de la croissance du débit.

L'analyse de sensibilité des paramètres révèle que le coefficient  $V_{vide}$  a une grande influence sur la partie initiale de l'hydrogramme. Cette différence pourrait intervenir à cause de l'hypothèse d'une épaisseur constante du sol (lithologie) sur l'ensemble du bassin versant. Une épaisseur constante du sol (lithologie) suppose aussi une quantité maximale d'infiltration constante sur chaque pixel du terrain, même si la vitesse d'infiltration est différente en fonction du type de lithologie.

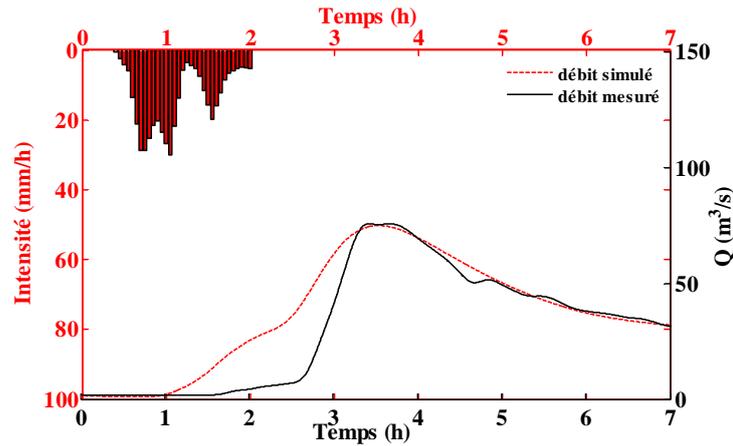


Figure 137. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour le bassin versant de la Sitter le 7.06.2007

Même avec cette différence, le modèle hydrologique MPF arrive, après calibration, à estimer correctement le temps de concentration et, en même temps, la valeur du pic de débit. Les valeurs correspondant aux critères d’optimisation sont données par le Tableau 22.

Tableau 22. Évaluation de la calibration du modèle pour le bassin versant de la Sitter :

Calibration	Bassin versant de la Sitter
Coefficient Nash-Sutcliffe	0.80
Volume d’eau $r_{vol}$	1.20
Pic de débit $r_{pic}$	0.97

Le coefficient de Nash-Sutcliffe estimé est de 0.80, ce qui correspond à une bonne relation entre le débit simulé et le débit mesuré. En termes de quantité, le modèle restitue un peu plus d’eau, ce qui peut être justifié par le fait que le terrain est saturé plus rapidement que dans le cas réel.

Pour une meilleure estimation, il est nécessaire de réaliser des mesures sur le terrain pour déterminer les bonnes valeurs de la capacité d’infiltration de chaque type de lithologie et établir des épaisseurs du sol différentes pour chaque type de terrain.

Le bassin versant de la Landwasser

Le modèle hydrologique MPF a aussi été calibré sur le bassin versant de la Landwasser à Davos pour la crue observée le 13 juillet 2008. Elle s’est produite avec une situation légèrement dépressionnaire du Sud à Sud-Ouest et un front froid ayant traversé lentement la Suisse les 12 et 13.07.2008. Des vents faibles à modérés du Sud-Ouest ont été mesurés par les radiosondages au-dessus de Payerne (vitesses de 2 à 10 m/s entre 2000 et 5000 m/mer). L’isotherme 0°C se situait vers 3000 m/mer à 0 UTC et 2600 m/mer à 12 UTC (Annexe E). Le front froid a favorisé le développement de nuages et de pluies de convection. Une partie des précipitations est peut-être tombée sous forme de neige sur les plus hauts sommets de ce bassin versant au-dessus de 2600 m/mer.

La station de Davos a mesuré une pluie de 23 mm durant 2 heures lors de cet épisode du 13 juillet 2008, ce qui équivaut à un temps de retour de 2 ans. Le débit de pointe de la Landwasser à Frauenkirch a atteint 43 m³/s, ce qui correspond à un temps de retour de 10 ans pour ce bassin.

La pluie utilisée pour la calibration est une pluie sur une durée de deux heures, qui a été transformée en volume d’eau pour pouvoir être distribué dans l’espace et dans le temps. La Figure 138 présente la pluie mesurée à la station de Davos qui est ensuite utilisée par le modèle MPF pour ce bassin versant.

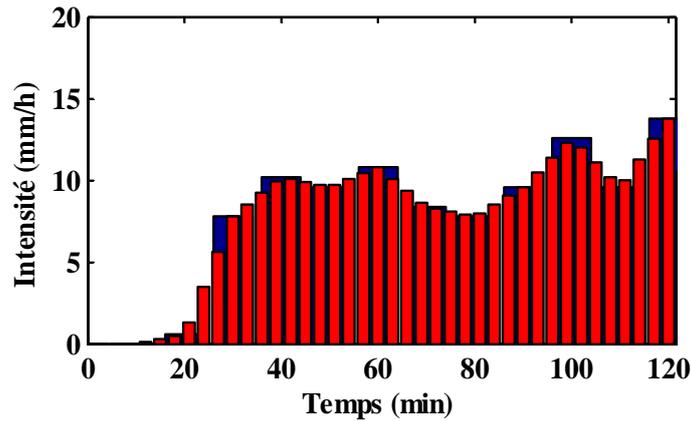


Figure 138. Hyétogramme de la pluie du 13.07.2008 pour le bassin versant de la Landwasser (les barres bleues représentent la pluie mesurée sur dix minutes (mm/h) et les barres rouges celle interpolée sur trois minutes (mm/h))

Le Tableau 23 présente les paramètres retenus pour la calibration du bassin versant de la Landwasser.

Tableau 23. Coefficients de la largeur des cours d'eau et les rugosités après calibration d'écoulement en surface intervenant dans l'équation de Manning (24) pour le bassin versant de la Landwasser

Type d'écoulement	Coefficient de largeur rivière	Rugosité
Écoulement peu profond	0.8	0.05
Écoulement en rivière	0.02	0.02

La Figure 139 montre les résultats obtenus en tenant compte de ces coefficients. Pour ce bassin, il y a un débit de base d'environ 30 m<sup>3</sup>/s, produit par une pluie antérieure. À partir de ce débit, le modèle MPF a pu reproduire un terrain avec différentes phases de saturation qui correspondent à la situation initiale pour la simulation de l'épisode de crue du 13 juillet 2008.

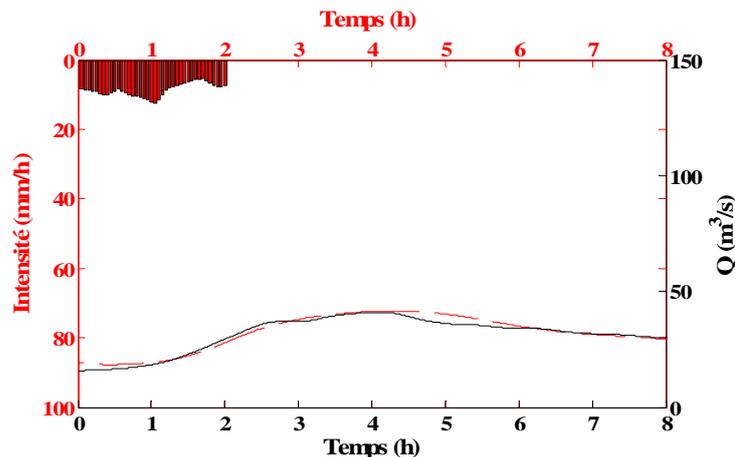


Figure 139. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour le bassin versant de la Landwasser le 13.07.2007

Les valeurs correspondant aux critères d'optimisation sont données par le Tableau 24.

Tableau 24. Évaluation de la calibration du modèle pour le bassin versant de la Sitter :

Calibration	Bassin versant de la Landwasser
	13.07.2007
Coefficient Nash-Sutcliffe	0.94
Volume d'eau $r_{vol}$	1.00
Pic de débit $r_{pic}$	1.01

Pour ce cas, une bonne synchronisation a été déterminée entre les points du débit mesuré à la station de Landwasser et celui simulé par le modèle hydrologique MPF, avec un coefficient de Nash de 0.94. Ensuite, du point de vue quantitatif, le résultat obtenu est égal à 1, ce qui signifie que le modèle estime correctement le volume d'eau sur la période de simulation. Le dernier critère d'optimisation présente aussi un résultat satisfaisant de 1.01 pour le rapport entre la valeur du pic du débit simulé et du pic du débit mesuré pour cet évènement.

## 9.2. Conclusion

Ce chapitre montre la stratégie et les résultats obtenus pour la calibration du modèle hydrologique MPF développé, en tenant compte des données observées sur le terrain, ainsi que du type de lithologie déterminé à partir de la carte géotechnique simplifiée pour la Suisse.

En réalité, il existe une infinité de combinaisons de valeurs des paramètres pouvant donner des résultats de simulation performants. Même si le modèle MPF est bien calibré sur une crue, il est possible que d'autres jeux de paramètres permettent d'avoir les mêmes résultats ou même un meilleur résultat. Pour cela, il est très difficile de trouver la combinaison optimale des valeurs des paramètres car leur ajustement dépend des liens entre les paramètres, de la précision des données et des caractéristiques physiques du bassin.

Pour arriver à bien estimer des paramètres avec le modèle hydrologique MPF, il est nécessaire d'avoir des connaissances sur les processus pouvant avoir lieu au niveau du bassin. Sur la base de ces connaissances, les paramètres déterminants dans la réponse hydrologique du bassin versant étudié ont pu être identifiés et leur influence a pu être analysée et comprise.

Pour prouver que le jeu de paramètres choisi fonctionne bien pour des situations diverses et pour avoir la confiance que les résultats seront valides même dans les cas de précipitations et crues extrêmes, il est nécessaire de réaliser une validation du modèle sur d'autres observations.

Le chapitre 10 présente les résultats obtenus sur la validation du modèle hydrologique MPF en partant des mêmes paramètres déterminés dans l'étape de calibration.

### 10.1. Introduction

Après la calibration, le modèle hydrologique MPF a été validé. Cette dernière étape a pour objectif de soumettre les paramètres établis dans la phase de calibration à un phénomène réel différent de celui utilisé pour le calage, pour en observer la réponse numérique.

Cette étape est nécessaire car le modèle calibré sur un certain bassin versant doit permettre ultérieurement la simulation des différents événements avec des conditions météorologiques variées. Pour cela, le modèle doit être testé sur au moins un autre événement observé sur le même bassin. Seul un modèle correctement calibré et validé peut être appliqué avec confiance sur des événements de crue extrême, de type PMP-PMF. Comme précisé plus haut, pour ce type de phénomène, il n'existe pas de données mesurées; la calibration doit donc être faite sur les données existantes, qui concernent des crues de plus faible ampleur.

La validation du modèle hydrologique MPF a été effectuée sur les événements pluviométriques d'août 2004 et de juillet 2009 pour le bassin versant de l'Allenbach, d'août 2008 pour le bassin versant de la Sitter et d'août 2005 pour le bassin versant de la Landwasser.

### 10.2. Résultats de la validation du modèle

#### Bassin versant de l'Allenbach

Pour le bassin versant de l'Allenbach, le modèle hydrologique MPF a été validé pour deux épisodes différents de crue, en plus de celui utilisé pour la calibration des paramètres, décrite dans la sous-section 9.1.

Le premier épisode de crue étudié après la calibration des paramètres sur le bassin versant de l'Allenbach a eu lieu le 24 août 2004. Cet épisode s'est produit avec une situation légèrement dépressionnaire et un front froid ayant traversé la Suisse. Des vents forts du Sud-Ouest à OSO ont soufflé ce jour-là avec des vitesses de 15 à 30 m/s mesurées entre 2000 et 7000 m/mer au-dessus de Payerne. L'isotherme 0°C avoisinait 3700 m/mer à 0 UTC et 3300 m/mer à 12 UTC (Annexe E).

La station d'Adelboden a mesuré une pluie de 16 mm durant 100 minutes lors de cet épisode du 24.08.2004, ce qui équivaut à un temps de retour de 1 an. Le débit de pointe de l'Allenbach a atteint 21 m<sup>3</sup>/s, ce qui correspond à un temps de retour de 2 ans pour ce bassin.

Le deuxième épisode de crue pris en compte pour la validation a eu lieu le 17 juillet 2009. Cet épisode s'est produit avec une situation légèrement dépressionnaire et un front froid ayant traversé la Suisse. Des vents modérés à forts du SSO à Sud-Ouest ont soufflé ce jour-là avec des vitesses de 10 à 25 m/s mesurées entre 2000 et 8000 m/mer au-dessus de Payerne. L'isotherme 0°C se situait vers 4000 m/mer à 0 UTC et 3800 m/mer à 12 UTC (Annexe E). Le

front froid a favorisé le développement de nuages et de pluie de convection (orages) pour ces 2 épisodes.

La station d'Adelboden a mesuré une pluie de 14 mm durant 1 heure lors de cet épisode du 17 juillet 2009, ce qui équivaut à un temps de retour de 1 an. Le débit de pointe de l'Allenbach a atteint 70.5 m<sup>3</sup>/s, ce qui correspond à un temps de retour de 50 ans pour ce bassin.

Le réseau de rivières qui se forme sur le terrain durant l'épisode de pluie du 24.08.2004 est présenté dans la Figure 140. Suite à la détermination des paramètres et grâce à l'utilisation de trois types différents d'écoulement sur le terrain (écoulement en nappe, peu profond et en rivière), le réseau de rivières est établi automatiquement sur le terrain. En amont, sur les versants, là où la pente est importante, le modèle hydrologique MPF génère des petits ruisseaux qui amènent l'eau vers les rivières principales (bleu foncé) du bassin versant jusqu'à l'exutoire.

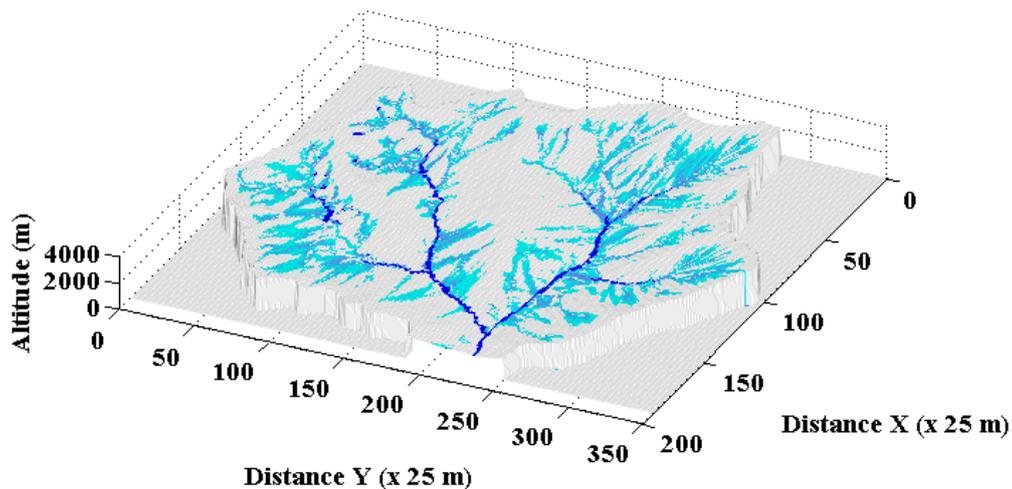


Figure 140. Réseau des cours d'eau (en bleu) et topographie (en brun) pour le bassin versant de l'Allenbach

Les paramètres du modèle correspondant à la conductivité hydraulique, aux coefficients de rugosité, aux coefficients liés à la largeur des cours d'eau et aux capacités d'infiltration initiales et finales restent identiques à ceux de l'épisode analysé dans le Chapitre 9. Le seul paramètre qui change est le volume d'eau qui peut s'infiltrer dans le sous-sol, c'est-à-dire  $V_{vide}$ . Ce volume est rééquilibré en fonction du débit de base.

La comparaison entre l'hydrogramme du débit mesuré pour l'évènement du 24 août 2004 et celui du débit estimé par le modèle MPF est présentée dans la Figure 141.

Celle-ci montre que le débit mesuré croît plus rapidement que celui simulé au début de la simulation, bien que le pic des débits et le temps de concentration soient estimés correctement. Cette différence pourrait résulter d'une modélisation imparfaite de l'infiltration sur le terrain. Une des limites du modèle est l'épaisseur constante du sol (lithologie) sur l'ensemble du bassin, ce qui fait que la quantité maximale d'eau qui peut s'infiltrer dans chaque mètre carré du terrain est aussi constante, même si la vitesse d'infiltration est différente en fonction du type de lithologie.

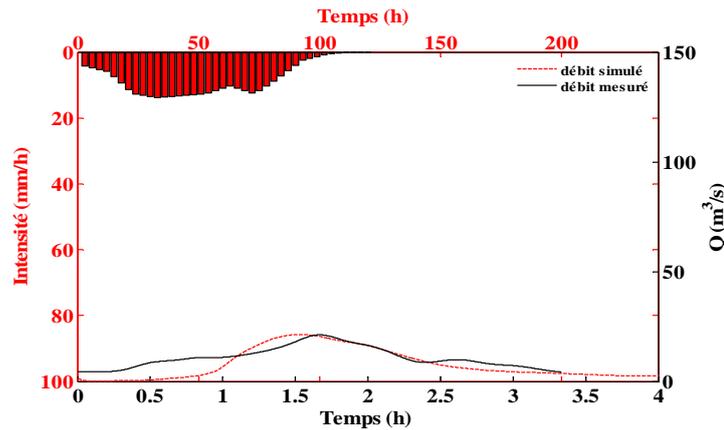


Figure 141. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour le bassin versant de l'Allenbach le 24.08.2004

Ce résultat est validé en tenant compte de la corrélation entre les valeurs mesurées et les valeurs simulées du débit en fonction de l'équation de Nash-Sutcliffe (équation (48)); classement de performance Tableau 18), du rapport des volumes ( $r_{vol}$ ) (équation (49)) et du rapport des pics ( $r_{pics}$ ) (équation (50)), soit les mêmes mesures d'optimisation détaillées dans la sous-section 8.2. Le Tableau 25 montre les valeurs obtenues. Malgré ces différences, la simulation numérique parvient à reproduire correctement aussi bien le pic des débits que le temps de concentration.

Tableau 25. Corrélation entre les valeurs observées et les valeurs simulées du débit pour le bassin versant de l'Allenbach

Critères d'efficacité	Bassin versant de l'Allenbach		
	7.08.2004 (calibration)	24.08.2004 (validation)	14.07.2009 (validation)
Coefficient Nash	0.96	0.80	0.92
Volume d'eau $r_{vol}$	1.01	1.20	1.19
Pic de débit $r_{pic}$	0.92	0.97	0.96

Les résultats obtenus pour le deuxième épisode de crue pris en compte pour le bassin versant de l'Allenbach sont présentés dans la Figure 142. En utilisant l'équation de Nash (48) pour comparer les résultats, des valeurs proches de 1 sont observées, ce qui correspond à une bonne corrélation entre le débit mesuré et celui simulé. Le Tableau 25 présente les autres résultats sur le pic du débit et le volume d'eau en comparaison avec les valeurs mesurées.

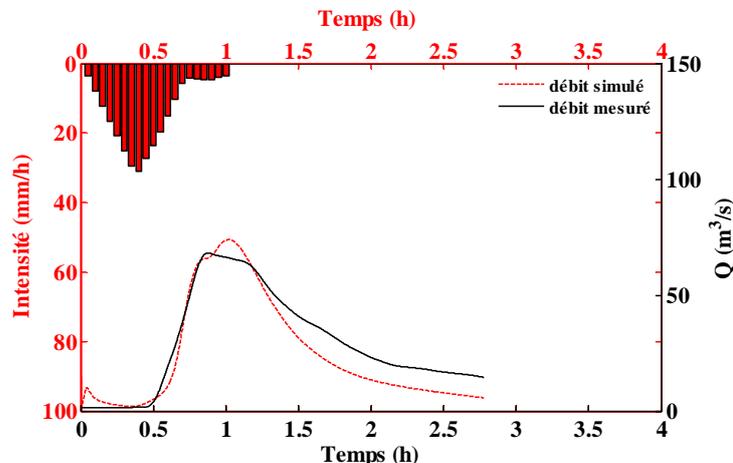


Figure 142. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour le bassin versant de l'Allenbach le 14.07.2009

Cette bonne corrélation entre le débit simulé et le débit mesuré pour ces trois épisodes et pour ce bassin versant permet d'utiliser le modèle développé pour les épisodes de forte crue de type PMP en vue de déterminer la crue maximale probable de type PMF. Ces résultats ont déjà été présentés dans la Partie II de la thèse.

#### Bassin versant de la Sitter

Le deuxième épisode de crue étudié pour le bassin versant de la Sitter a eu lieu le 8 août 2007. Cet épisode s'est produit avec une situation légèrement dépressionnaire et un front froid ayant lentement traversé la Suisse les 7 et 8.08.2007. Des vents faibles à modérés du Sud ont soufflé ce jour-là avec des vitesses de 2 à 12 m/s mesurées entre 2000 et 6000 m/mer au-dessus de Payerne. L'isotherme 0°C avoisinait 3400 m/mer à 0 UTC et 3100 m/mer à 12 UTC (Annexe E). Le front froid a favorisé le développement de nuages et de pluies de convection (orages).

La station de la Saentis a mesuré une pluie de 28 mm durant 1 heure lors de cet épisode du 8 août 2007, ce qui équivaut à un temps de retour de 1 an. Le débit de pointe de la Sitter à Appenzell a atteint 57 m<sup>3</sup>/s, ce qui correspond à un temps de retour de 2 ans pour ce bassin.

Le calcul réalisé dans cette partie a été effectué en utilisant les valeurs des paramètres obtenues dans la phase précédente (sous-section 9.1). Le modèle développé MPF s'adapte très bien à ce bassin versant qui a une surface plus grande. Ceci a été vérifié en tenant compte de la formation automatique du réseau de rivières sur le bassin. La Figure 143 montre le réseau hydrographique et l'existence d'un lac sur la surface de ce bassin versant. Cette figure met aussi en évidence les lignes de partage des eaux, qui sont constituées de sommets séparant les directions d'écoulement des eaux de ruissellement.

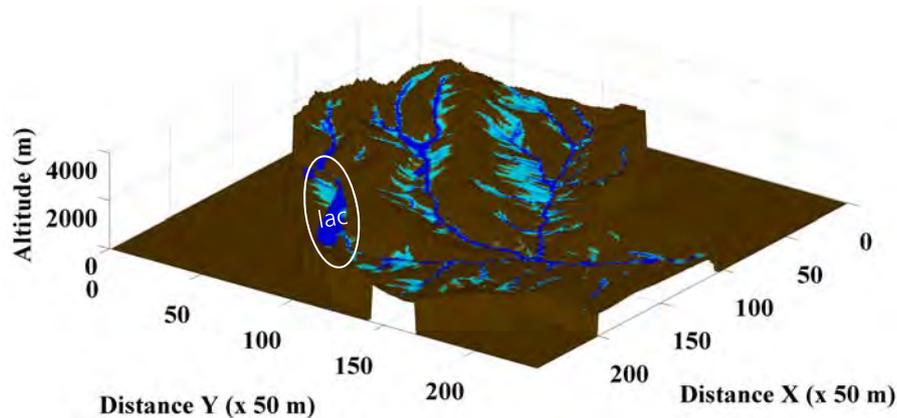


Figure 143. Réseau des cours d'eau (en bleu) et topographie (en brun) pour le bassin versant de la Sitter

La pluie utilisée pour cet épisode est un orage de deux heures, avec une intensité de la pluie d'environ 35 mm pendant 30 minutes et d'environ 10 mm pendant une heure. Les résultats des simulations, en comparaison avec les résultats mesurés, sont présentés ci-dessous (Figure 144).

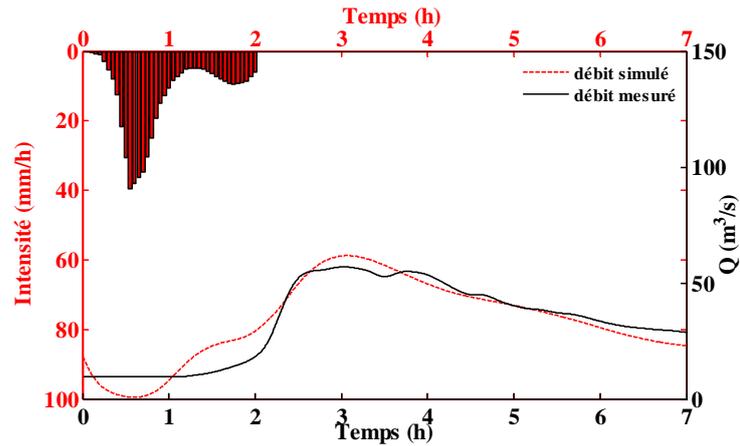


Figure 144. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour le bassin versant de la Sitter le 8.08.2007

Comme pour la phase de calibration, le coefficient de Nash (classement de performance Tableau 18) et les rapports des volumes et des pics ont été calculés. Ces résultats sont présentés dans le Tableau 26.

Tableau 26. Corrélation entre les valeurs observées et les valeurs simulées du débit pour le bassin versant de la Sitter

Critères d'efficacité	Bassin versant de la Sitter	
	06.06.2007 (calibration)	08.08.2007 (validation)
Coefficient Nash	0.80	0.90
Volume d'eau $r_{vol}$	1.20	1.00
Pic de débit $r_{pic}$	0.97	1.08

En effet, le critère de Nash et celui des rapports de volumes et des pics ont une très bonne corrélation, donc l'hydrogramme de crue simulé avec le modèle hydrologique MPF est proche de la réalité. Les débits maximums fournis par les simulations sur cet évènement avoisinent ceux mesurés sur le terrain. Le maximum calculé avec le modèle MPF est d'environ 60 m<sup>3</sup>/s, qui est très proche du maximum observé (57 m<sup>3</sup>/s).

Le bilan de volume indique une bonne estimation par le modèle MPF en fonction des quantités de précipitations observées pour cet évènement de crue.

Bassin versant de la Landwasser

L'épisode étudié pour la validation du modèle MPF a eu lieu le 23 août 2005. Cet épisode s'est produit avec une situation légèrement dépressionnaire et une occlusion ayant traversé la Suisse. Des vents faibles du Nord à Nord-Ouest ont soufflé ce jour-là avec des vitesses de 1 à 7 m/s mesurées entre 1000 et 7000 m/mer au-dessus de Payerne. L'isotherme 0°C se situait vers 3500 m/mer à 0 UTC et 3000 m/mer à 12 UTC (Annexe E). L'occlusion a favorisé le développement de nuages et de pluies de convection.

La station de Davos a mesuré une pluie de 26 mm durant 5 heures lors de cet épisode du 23 août 2005, ce qui équivaut à un temps de retour de 2 ans. Le débit de pointe de la Landwasser a atteint 43.3 m<sup>3</sup>/s, ce qui correspond à un temps de retour de 10 ans pour ce bassin.

La Figure 145 montre l'épisode de pluie utilisé dans le modèle MPF après avoir réalisé une distribution spatio-temporelle de la pluie avec le modèle de nuages.

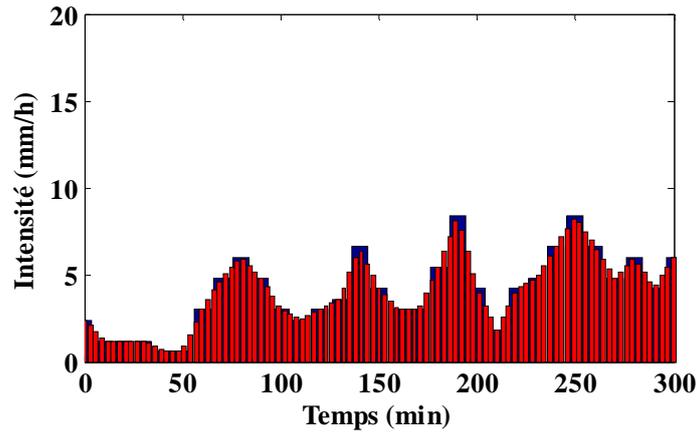


Figure 145. Intensité de la pluie (mm/h) du 23.08.2005 pour le bassin versant de la Landwasser (les barres bleues représentent la pluie mesurée sur dix minutes (mm/h) et les barres rouges celle interpolée sur trois minutes (mm/h))

Pour ce cas, les mêmes paramètres que ceux estimés dans la phase de calage du modèle ont été utilisés. Ensuite il a été vérifié si le modèle arrive à créer le réseau de rivières qui se forme sur la surface du bassin versant sans modifier les paramètres fixés au calage. La Figure 146 présente les rivières principales en bleu foncé et les ruisseaux en bleu clair. La couleur brune représente la topographie du bassin.

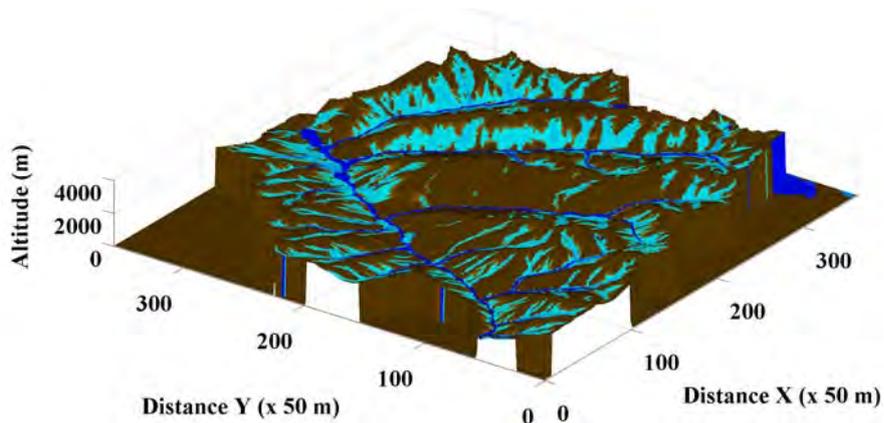


Figure 146. Réseau des cours d'eau (en bleu) et topographie (en brun) pour le bassin versant de la Landwasser

L'hydrogramme de crue obtenu pour l'épisode étudié est présenté dans la Figure 147:

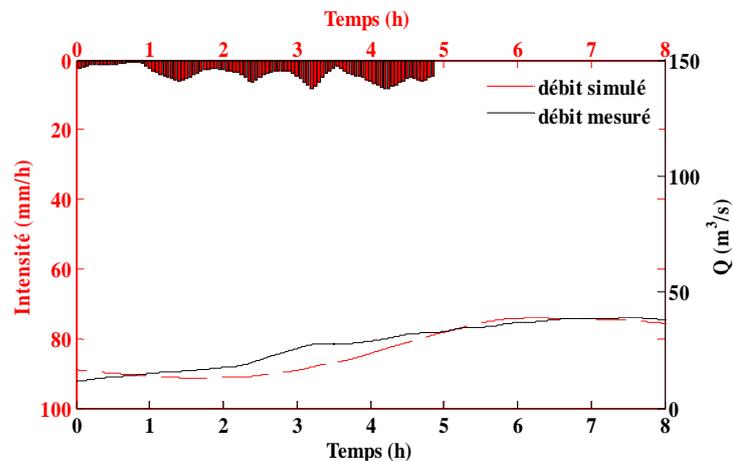


Figure 147. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour le bassin versant de la Landwasser le 23.08.2005

Pour cette phase de validation, les critères d'efficacité de Nash-Sutcliffe (cf. classement de performance du Tableau 18), les rapports de volumes et des débits de pointe ont été estimés. Les résultats sont présentés dans le Tableau 27.

**Tableau 27. Corrélation entre les valeurs observées et les valeurs simulées du débit pour le bassin versant de la Landwasser**

<b>Bassin versant de la Landwasser</b>		
<b>Critères d'efficacité</b>	<b>13.07.2007 (calibration)</b>	<b>23.08.2005 (validation)</b>
<b>Coefficient Nash</b>	0.94	0.60
<b>Volume d'eau <math>r_{vol}</math></b>	1.00	0.88
<b>Pic de débit <math>r_{pic}</math></b>	1.01	0.93

Sur le bassin versant de la Landwasser, une moins bonne synchronisation a été obtenue entre les pointes du débit simulé et du débit mesuré que pour les autres bassins, mais elle reste en terme de Nash-Sutcliffe satisfaisante, avec un coefficient de 0.64. Ce coefficient, qui présente la corrélation entre le débit mesuré et le débit simulé par le modèle MPF, peut être considéré comme un bon résultat, car une corrélation parfaite équivaut à un coefficient de Nash de 1 (cf. classement de performance du Tableau 18).

D'après le bulletin de MétéoSuisse, l'épisode du 23 août 2005 correspond à un épisode pluvieux abondant de plus de 24 heures. Les pluies tombées avant de 23 août depuis le soir du 21 août 2005 ont probablement aussi contribué à la hausse progressive du débit de cette rivière. Cela peut expliquer les différences obtenues entre le débit simulé avec le modèle MPF et le débit mesuré. Pour une meilleure estimation, il faudrait simuler l'ensemble de cet épisode pluvieux (au moins 30 heures) depuis le soir du 21 août pour bien reproduire l'évolution du débit de la Landwasser, mais le modèle MPF ne permet pas encore de simuler des épisodes pluvieux aussi longs.

### 10.3. Justification du modèle de pluie distribuée

Dans la phase de validation du modèle, l'importance d'utiliser une pluie distribuée dans l'espace et dans le temps a aussi été analysée. Pour cela, nous avons comparé une pluie distribuée de manière spatio-temporelle par le modèle MPF avec une pluie répartie de manière uniforme sur l'ensemble du bassin versant, afin de montrer qu'une telle répartition aboutit à des débits irréalistes.

Les épisodes pris en compte pour ces tests sont ceux du 7 août 2004 pour le bassin versant de l'Allenbach et du 7 juin 2007 pour le bassin versant de la Sitter. Les résultats obtenus sont présentés sur deux cas. Le premier montre l'influence de la distribution uniforme de la pluie sur l'hydrogramme de crue à l'exutoire de chaque bassin versant et le deuxième cas l'influence de la pluie distribuée de manière spatio-temporelle à l'aide de nuages.

#### Cas I : Distribution uniforme de la pluie

Dans ce cas, la pluie mesurée est distribuée uniformément sur le terrain, en gardant le même volume que celui calculé pour le cas où la pluie est distribuée dans l'espace et dans le temps. L'intensité moyenne estimée pour le bassin versant de l'Allenbach est de 12.63 mm/h pendant la durée de l'événement. Pour le bassin versant de la Sitter, l'intensité moyenne est de 10.66 mm/h. La Figure 148 et la Figure 149 présentent le hétérogramme de pluie et l'hydrogramme de crue obtenu pour le bassin versant de l'Allenbach (à gauche) et celui de la Sitter (à droite). Dans les deux cas, la pluie est distribuée uniformément dans l'espace et dans le temps sur l'ensemble du bassin.

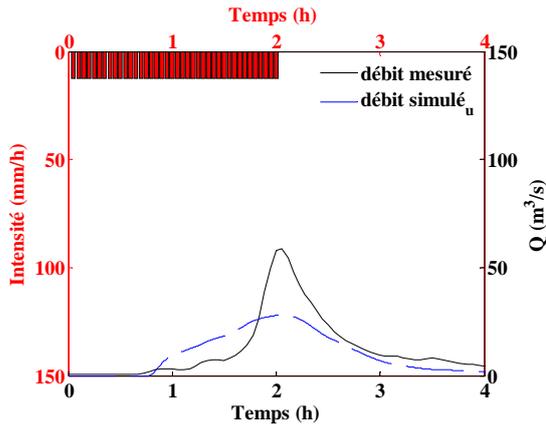


Figure 148. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour le bassin versant de l'Allenbach

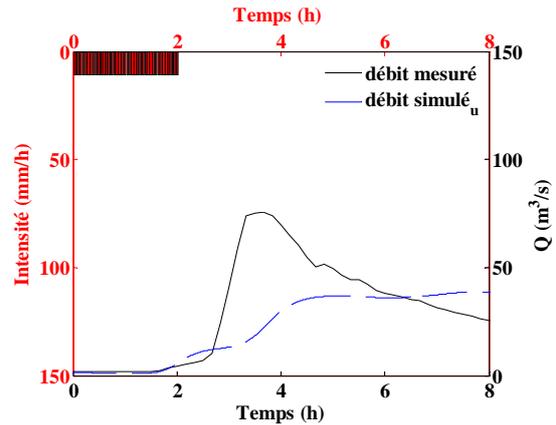


Figure 149. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour le bassin versant de la Sitter

Pour observer l'influence de la pluie uniforme sur l'hydrogramme de crue, le débit simulé (ligne bleue interrompue) et le débit mesuré (ligne noire) à l'exutoire du bassin versant sont présentés sur la même figure. Pour ces deux cas, il est impossible de reproduire correctement les crues mesurées sur le terrain avec une pluie distribuée uniformément dans l'espace et dans le temps.

Cas II : Distribution spatio-temporelle de la pluie

Dans ce cas, la pluie est distribuée de manière spatio-temporelle sur la surface de chaque bassin versant. Comme dans le premier cas, le volume de la pluie mesurée est réparti à l'aide de nuages, pour obtenir une pluie distribuée dans l'espace et dans le temps sur tout le bassin versant. La Figure 150 et la Figure 151 montrent le hyétogramme de pluie quand elle est distribuée de manière spatio-temporelle et l'hydrogramme de crue obtenu à l'exutoire du bassin versant. Pour comparer ce résultat, le débit mesuré (ligne noire) a été ajouté sur la Figure 150 et la Figure 151.

Les résultats obtenus montrent qu'avec une distribution spatio-temporelle de la pluie, le modèle hydrologique MPF arrive à bien reproduire l'épisode de crue de 7 août 2004 pour le bassin versant de l'Allenbach (Figure 150) et un peu moins bien l'épisode du 7 juin 2007 pour la Sitter (Figure 151). Cela pourrait être justifié par une modélisation imparfaite de l'infiltration sur le terrain à cause de l'épaisseur du sol (lithologie) constante considérée sur l'ensemble du bassin versant. Dans le cas du bassin versant de l'Allenbach, cela est moins visible car le bassin versant est plus petit que celui de la Sitter.

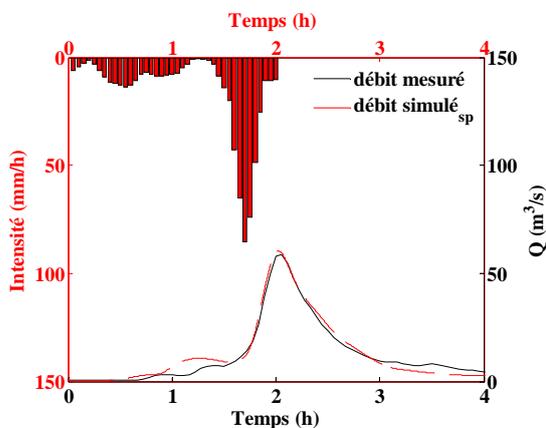


Figure 150. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour le bassin versant de l'Allenbach

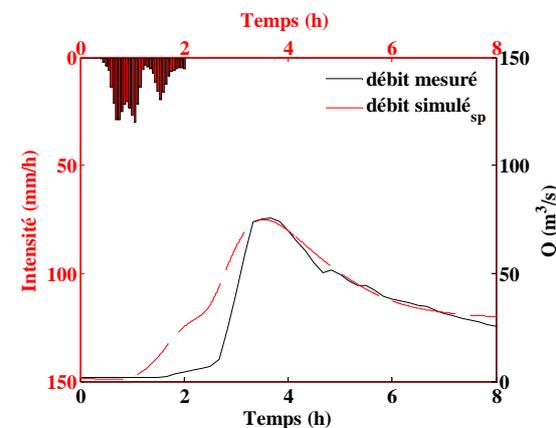


Figure 151. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de crue pour le bassin versant de la Sitter

La Figure 152 présente les hydrogrammes des crues pour les deux bassins versants étudiés dans lesquels les résultats des débits sont obtenus à partir d'une pluie distribuée uniformément dans l'espace et dans le temps ( $Q_{moy}$ ), puis avec une pluie distribuée de manière spatio-temporelle ( $Q_{sp}$ ). Sur la base de ces résultats, la distribution de la pluie mesurée ou de type PMP dans l'espace et dans le temps est nécessaire pour éviter de calculer des débits irréalistes sur un bassin versant. Dans les deux cas, le débit estimé à partir d'une pluie distribuée de manière uniforme est sous-estimé (Figure 152).

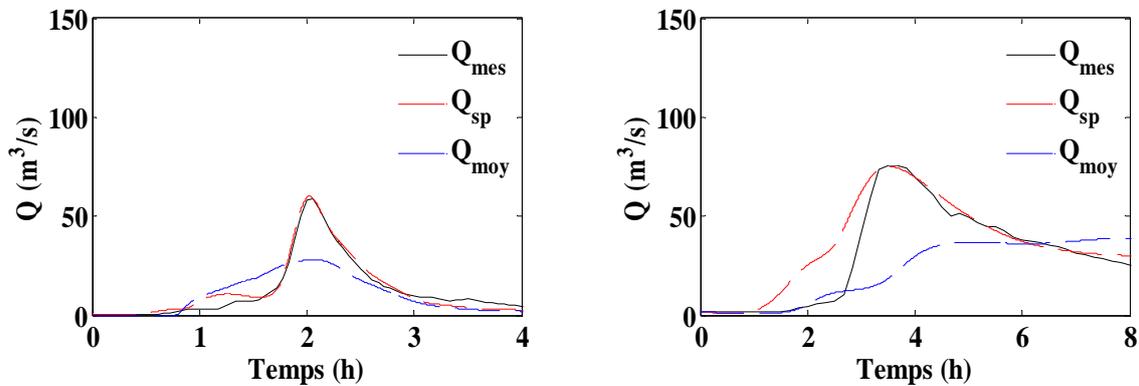


Figure 152. Hydrogrammes de crue pour le bassin versant de l'Allenbach (à gauche) et le bassin versant de la Sitter (à droite), ( $Q_{mes}$  représente le débit mesuré,  $Q_{sp}$  le débit obtenu en utilisant une pluie distribuée de manière spatio-temporelle et  $Q_{moy}$  le débit obtenu à partir d'une pluie distribuée uniformément dans l'espace et dans le temps)

#### 10.4. Conclusion

Ce chapitre présente les résultats obtenus pour la validation du modèle hydrologique MPF, en utilisant les mêmes paramètres que dans l'étape de la calibration sur trois bassins versants pour 4 épisodes de crues provoquées par des précipitations intenses de courte durée. Beaucoup de temps a été investi pour le développement et l'optimisation du modèle en lui-même, parallèlement avec les phases de calibration et de validation sur des événements réels.

Les résultats obtenus donnent de bonnes corrélations en terme de Nash, de rapport de volumes et de rapport des pics entre l'évolution du débit simulé par le modèle hydrologique MPF et le débit mesuré à l'exutoire.

Les paramètres choisis représentent une combinaison optimale des valeurs pour chaque bassin versant. Ces paramètres ont pu être estimés après avoir réalisé une analyse de sensibilité de chaque paramètre et de paires de paramètres avant l'étape de calibration. Ce calcul demande beaucoup de réglages fins et il est aussi amplifié dès que la taille de bassin versant est plus grande qu'environ 50  $km^2$ .

L'application du modèle hydrologique MPF sur des cas réels a par ailleurs montré que la prise en compte de la variation spatio-temporelle des précipitations conduit à des valeurs comparables à celles mesurées sur un bassin versant.

Cette bonne estimation permet d'utiliser le modèle MPF pour des cas extrêmes comme la PMF (crue maximale probable) calculée à partir d'une pluie de type PMP.

La section suivante présente les hydrogrammes de crue de type PMF calculé par le modèle hydrologique MPF à partir de la PMP distribuée de manière spatio-temporelle sur l'ensemble du bassin versant.



## Partie IV: Pluies et crues extrêmes



---

Le but final de cette thèse est de pouvoir déterminer les crues extrêmes (PMF) calculées à partir d'une pluie de type PMP, mais aussi la crue de sécurité correspondant à un événement extrême avec une période de retour de 10'000 ans. La PMP représente la plus grande hauteur de précipitations physiquement possible sur une certaine surface et une certaine durée, dans un lieu géographique particulier, à une certaine période de l'année.

Dans cette thèse, la pluie maximale probable (PMP) a été déduite à partir de la carte PMP réalisée pour l'ensemble de la Suisse avec une résolution horizontale de 2 km (Hertig & Fallot, 2009). La valeur de la PMP calculée avec un modèle méso-météorologique représente la valeur maximale de la pluie pour tous secteurs de vent confondus (section 2.4). Pour un bassin versant, elle est calculée comme la moyenne de tous les points correspondants du domaine d'étude.

La PMF est calculée avec le modèle hydrologique MPF utilisant la valeur de la PMP. Les précipitations de type PMP ont été distribuées de manière spatio-temporelle sur la surface d'un bassin versant. La section 10.3 a montré que les débits estimés à partir d'une pluie distribuée uniformément diffèrent largement de ceux mesurés in situ. Ce n'est pas le cas quand la pluie mesurée est distribuée de manière spatio-temporelle. Une distribution dans l'espace et dans le temps des précipitations extrêmes est aussi nécessaire pour déterminer des crues extrêmes réalistes.

L'objectif principal est de pouvoir distribuer une telle pluie dans l'espace et dans le temps de manière à aboutir à une bonne estimation du débit. Ces calculs ont été réalisés avec le modèle hydrologique MPF calibré et validé sur des épisodes extrêmes observés pour des bassins versants alpins.

Les bons résultats obtenus dans les phases de calibration et de validation du modèle hydrologique MPF permettent de l'utiliser pour des épisodes extrêmes. Ce modèle utilise les valeurs de la carte de précipitations maximales probables (PMP) (Hertig & Fallot, 2009) pour estimer la crue maximale probable PMF.

Dans ce chapitre, la PMF est estimée en tenant compte de trois cas particuliers, à savoir :

- un sol saturé qui mène à un ruissellement direct vers l'exutoire ;
- un sol non saturé où interviennent les processus d'infiltration, d'écoulement en subsurface et d'exfiltration ;
- une couverture de neige sur le sol.

### 11.1. Calcul de la PMP en Suisse

Cette section présente l'état de la recherche sur l'estimation de PMP en Suisse (Hertig et al., 2005). Ces précipitations extrêmes ont été calculées en utilisant un modèle de précipitations appliqué sur l'ensemble de la Suisse. Les premiers résultats obtenus sur la PMP ont été calculés pour une résolution horizontale de 5 km sur une surface de 350 x 240 km recouvrant l'ensemble de la Suisse. Ces calculs ont été refaits en 2009, car la comparaison

entre les résultats calculés et les mesures sur le terrain ont montré qu'une résolution horizontale de 5 km ne suffit pas pour prendre en compte tous les effets de la topographie de la Suisse (Hertig & Fallot, 2009, voir section 2.4). Les nouveaux calculs ont une résolution horizontale de 2 km; les résultats sont présentés sous la forme de cartes de PMP pour l'ensemble de la Suisse. Les PMP ont été calculées séparément pour les précipitations d'origine orographique et celles d'origine convective.

La méthode prise en compte pour estimer la PMP d'origine orographique est basée sur des calculs de vent et des précipitations extrêmes pour des secteurs de vent de 30° de manière à prendre en compte les différences d'exposition des reliefs face aux afflux d'air humide. Ensuite, pour chaque secteur, les paramètres influençant les fortes pluies comme la vitesse du vent, la température, l'humidité et la stabilité de l'air ont été maximisées pour une durée donnée. Les vitesses de vent en altitude retenues pour le calcul représentent les vitesses extrêmes avec une période de retour de 50 ans, celles-ci étant recommandées par l'OMM pour réaliser des calculs de PMP (WMO, 1986 ; Hertig et al., 2005). Ces vitesses ont été obtenues à partir des analyses de Gumbel réalisées pour les vents mesurés en altitude par des stations automatiques au Chasseral, à La Dôle et au Moléson (Fallot & Hertig, 2008). Les vitesses cinquantennales déterminées pour les 12 secteurs de vent en altitude utilisées dans le calcul de PMP d'origine orographique varient entre 23 m/s pour un vent du Nord et 54 m/s pour un vent d'Ouest (Hertig et al., 2005 ; Fallot & Hertig, 2009).

Les précipitations de type PMP d'origine convective à 2 km ont été déterminées pour des ascendances d'air chaud et des courants remontant les pentes et les vallées avec des vents en altitude faibles. Ces pluies ont été calculées à l'aide d'une paramétrisation de la convection basée sur les formules de Haiden (Haiden et al., 1991).

La PMP finale qui apparaît dans la carte de PMP avec une résolution horizontale de 2 km représente la valeur la plus élevée obtenue entre la PMP d'origine orographique et la PMP d'origine convective pour chaque pixel du modèle (Hertig & Fallot, 2009). La PMP finale peut ainsi avoir une origine convective ou une origine orographique selon les régions de la Suisse.

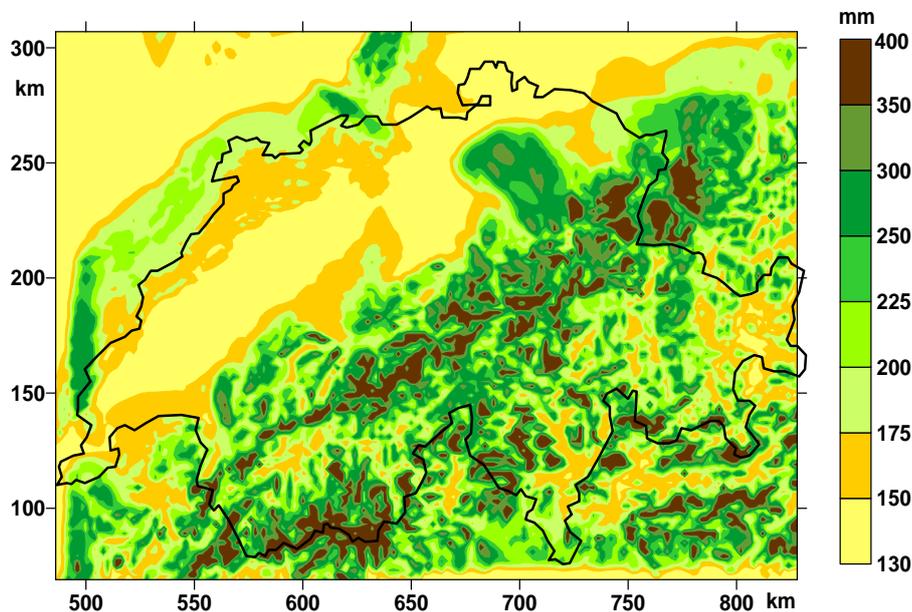


Figure 153. Carte des précipitations maximales probables (PMP) calculées par le modèle pour une durée de 3 heures en Suisse (Hertig & Fallot, 2009)

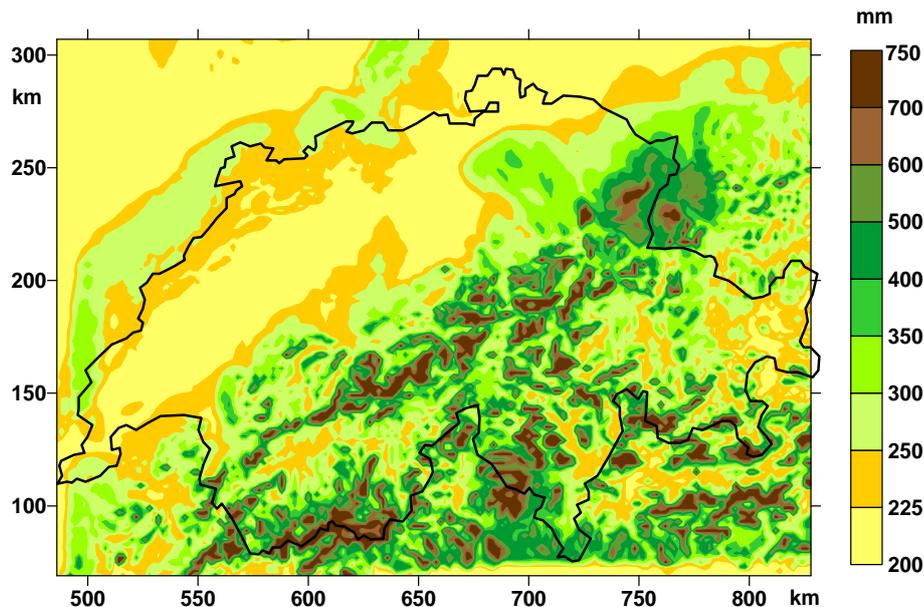


Figure 154. Carte des précipitations maximales probables (PMP) calculées par le modèle pour une durée de 24 heures en Suisse (Hertig & Fallot, 2009)

La PMP a été calculée pour des durées de 3 heures et 24 heures (Figure 153 et Figure 154) pour tous secteurs de vent confondus (Fallot & Hertig 2009). Sur ces cartes, les précipitations de type PMP peuvent atteindre jusqu'à 400 mm en 3 heures et 750 mm en 24 heures sur les reliefs alpins les plus exposés. Sur le Plateau suisse et dans certaines vallées alpines abritées, comme le Valais ou l'Engadine, les valeurs de la PMP ne dépassent pas 150 mm en 3 heures et 200 mm en 24 heures (Hertig & Fallot, 2009).

Validation des cartes de PMP

La validation des cartes de PMP obtenues par la modélisation numérique a été faite sur la base des précipitations journalières extrapolées pour un temps de retour de 500 ans. Les données utilisées ont été mesurées par 429 stations pluviométriques et météorologiques entre 1961 et 2008. La Figure 155 présente les valeurs des PMP calculées par le modèle pour chaque station étudiée avec une durée de 24 heures (ligne continue rouge) et les valeurs obtenues par extrapolation à partir des mesures in situ pour une période de retour de 500 ans (ligne continue bleue) (Hertig & Fallot, 2009).

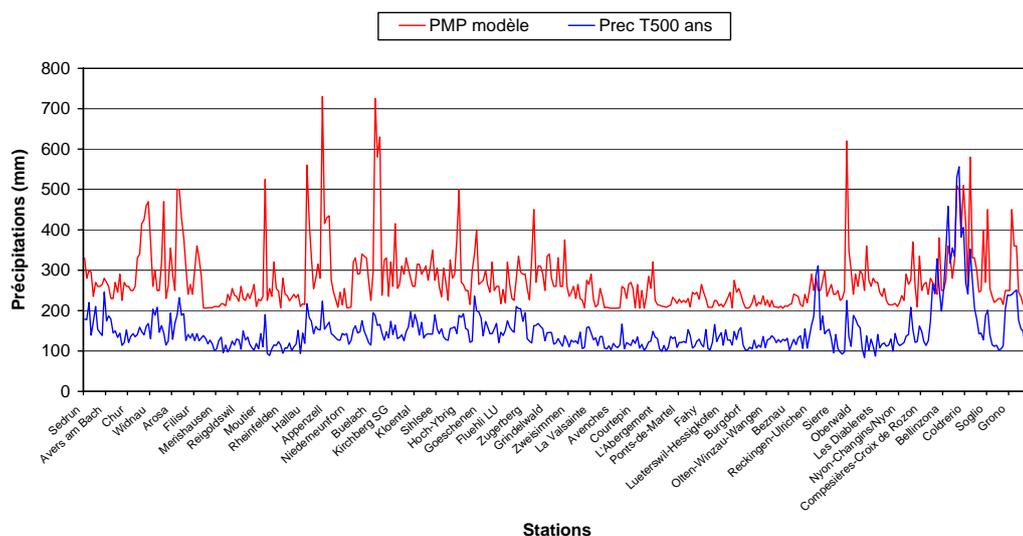


Figure 155. Précipitations maximales probables (PMP) calculées par le modèle pour une durée de 24 heures et valeurs maximales journalières (24 heures) estimée pour un temps de retour de 500 ans (Prec T500 ans) en Suisse (Hertig & Fallot, 2009)

Les rapports entre les précipitations maximales probables (PMP) calculées par le modèle pour une durée de 24 heures et les valeurs maximales journalières (24 heures) extrapolées pour un temps de retour de 500 ans à partir des mesures in situ en Suisse de 1961 à 2008 sont illustrés dans la Figure 156.

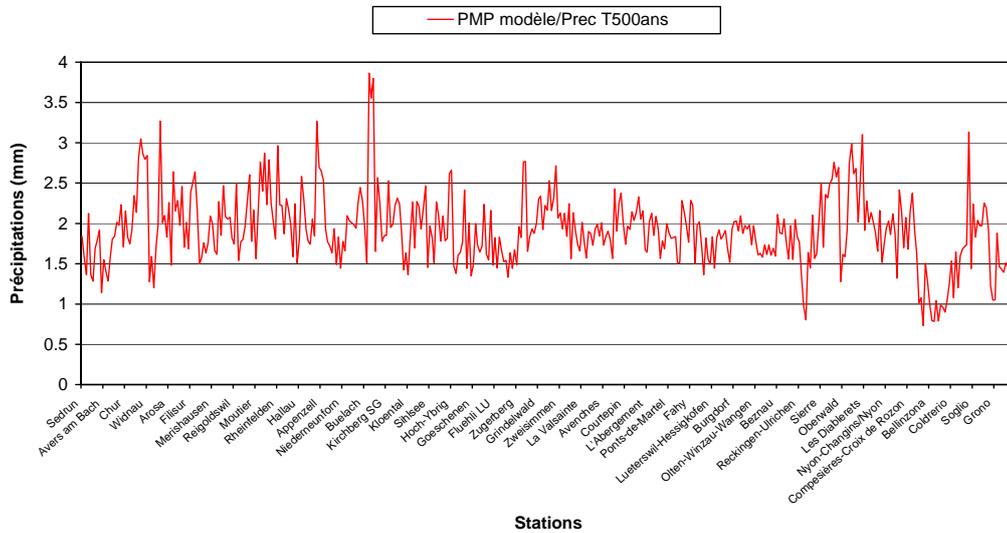


Figure 156. Rapport entre PMP calculées par le modèle et valeurs cincentennales extrapolées à partir de mesures in situ (Prec T500 ans) en Suisse (Hertig & Fallot, 2009)

Les PMP sont presque partout plus élevées que les précipitations extrapolées pour une période de retour de 500 ans, avec un rapport qui varie le plus souvent entre 1.1 et 3. Le rapport moyen est de 1.9 pour toutes les stations, soit un rapport plus élevé que celui de 1.5 observé entre des précipitations avec une période de retour supérieur à 10'000 ans (PMP) et des précipitations cincentennales (Hertig & Fallot, 2009). Donc, les PMP déterminées par le modèle pour une durée de 24 heures sont globalement trop élevées par rapport aux valeurs cincentennales extrapolées à partir des mesures in situ. Le modèle exagère les précipitations extrêmes en quelques endroits du pays, notamment là où les PMP calculées sont au moins 3 fois plus élevées que les valeurs cincentennales extrapolées. Ces endroits apparaissent de manière isolée au Nord et dans les Alpes, notamment sur les reliefs d'Appenzell (Saentis).

Le modèle tend également à sous-estimer les précipitations extrêmes en d'autres endroits du pays, là où le rapport entre les PMP calculées et les valeurs cincentennales extrapolées est inférieur à 1.2. Ces endroits apparaissent au Sud des Alpes (Tessin) et dans la région du Simplon, qui sont les plus exposées à de fortes précipitations en Suisse d'après les mesures in situ.

Ces différences peuvent résulter de la résolution horizontale de 2 km utilisée dans le modèle qui est encore trop élevée pour reproduire certains effets de la topographie locale sur la pluviométrie extrême, notamment dans des vallées encaissées. Des effets de bord peuvent également fausser les résultats sur le modèle, en particulier sur les Alpes Valaisannes et dans l'Est des Grisons (Fallot & Hertig, 2009).

Le même calcul a été effectué pour les cartes de PMP avec une durée de 3 heures, en comparant les valeurs de précipitations calculées par le modèle avec celles des hauteurs d'eau trihoraires extrapolées pour un temps de retour de 500 ans à partir des mesures in situ. Les calculs d'extrapolations ont été réalisés par l'Institut fédéral pour l'étude des forêts, de la neige et du paysage (WSL, Zeller et al., 1980) sur la base des mesures in situ de 1901 à 1970 ou 1987. Elles n'ont pas été réactualisées pour les mesures in situ de 1961 à 2008 comme pour les précipitations journalières, faute de données suffisantes pour les pluies trihoraires.

Le rapport entre les précipitations extrêmes calculées avec le modèle et celles extrapolées à partir de mesures in situ est de 2.2 pour toutes les stations étudiées. Ce rapport est un peu plus élevé que celui obtenu pour les précipitations extrêmes journalières. Comme pour les

PMP de 24 heures, les différences entre précipitations calculées avec le modèle et estimées en fonction de mesures in situ peuvent provenir de la résolution topographique utilisée.

Malgré ces approximations, ces cartes de PMP calculées pour une résolution horizontale de 2 km peuvent être utilisées pour déterminer les crues extrêmes dans la plupart des bassins versants en Suisse, mais avec certaines précautions.

#### PMP de 1h, 6h, 9h et 12h

Les cartes des PMP de 1 h, 6h, 9h et 12h ont été extrapolées à partir de calculs réalisés pour les cartes de 3 et 24 heures, sur la base des courbes IDF (Intensité durée fréquence) (Hertig et al., 2005). Les courbes IDF sont établies à partir d'observations (mesures de pluie) à une station donnée. Pour obtenir la PMP correspondant à d'autres périodes de retour, une première démarche consistait à poser l'hypothèse de parallélisme des courbes IDF. L'hypothèse de parallélisme des courbes IDF implique que les courbes de Gumbel ont toutes la même pente quelle que soit la durée de précipitations considérée. Cette hypothèse n'est pas faite dans le présent sujet puisque la PMP est calculée pour 2 durées, 3 et 24h, ce qui forme la pente de la droite. La seule hypothèse consiste à supposer que la courbe IDF de PMP est une droite.

Les cartes des PMP tous secteurs confondus d'une durée de 3 et 24 heures ont été validées et elles peuvent être utilisées pour le calcul des crues extrêmes en Suisse. Il en va de même pour les cartes des PMP tous secteurs confondus d'une durée de 1, 6, 9 et 12 heures extrapolées à partir des cartes de 3 et 24 heures validées (Hertig & Fallot, 2009). Pour utiliser cette carte, il est encore nécessaire de prendre un certain nombre de précautions pour le calcul des crues. Ces cartes indiquent les valeurs maximales de la PMP avec une résolution horizontale de 2 km pour la situation météorologique la plus critique dans une région donnée. Pour effectuer une simulation réaliste d'un événement de type PMF, il est nécessaire d'interpoler les valeurs de la PMP spatialement entre 2 km et 25 m tout en respectent les variations temporelles.

Pour obtenir la PMF, il est nécessaire de prendre en compte le relief, la saturation en eau, l'écoulement de surface et l'écoulement en subsurface, ainsi que les réservoirs naturels et artificiels. La PMF est déterminée de la même manière, en maximisant les paramètres d'un modèle hydrologique dont l'entrée est la PMP. Ces estimations sont d'une importance considérable pour le calcul de la capacité des déversoirs des barrages, ayant pour objectif principal d'éviter une défaillance catastrophique de ces derniers.

Les sections suivantes présentent les résultats obtenus avec le modèle MPF à partir d'une pluie extrême distribuée de manière spatio-temporelle en vue d'obtenir la PMF et la crue de sécurité pour les bassins versants étudiés.

## 11.2. Estimation de la PMF à partir de la PMP

### 11.2.1. Bassin versant de l'Allenbach à Adelboden

Les résultats obtenus pour ce bassin versant dans le cas de la PMP-PMF ont été présentés dans la partie consacrée à la description du modèle hydrologique MPF (chapitres 4 à 6). Ici, ces résultats sont superposés pour montrer l'influence de l'infiltration et de la neige sur le débit. Les valeurs de la PMP et la carte extraite pour le bassin versant de l'Allenbach sont présentées dans la Figure 157.

L'estimation de la crue maximale probable de type PMF est faite à partir de l'intensité moyenne de la PMP et un modèle numérique de terrain pour le bassin versant étudié. La pluie est distribuée de manière spatio-temporelle sur l'ensemble du domaine avec la première partie du modèle hydrologique MPF et ensuite la structure de la pluie est introduite dans la deuxième partie du modèle de routage qui calcule la PMF à l'exutoire ou sur tous les points du bassin.

La Figure 157 représente la carte PMP pour le bassin versant de l'Allenbach pour une durée de la pluie d'une heure. La résolution horizontale de la carte est de 2 km sur l'ensemble du bassin versant (Hertig & Fallot, 2009).

Précipitations extrêmes (PMP) en Suisse, au sol en mm/h, durée : 1h

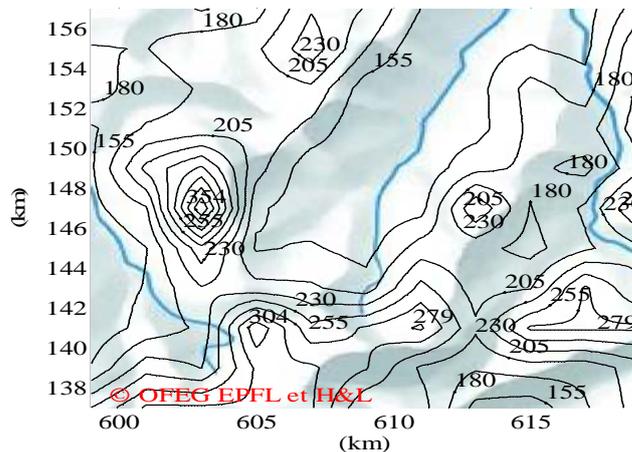


Figure 157. Extrait de la PMP pour le bassin versant de l'Allenbach.

Les valeurs de la carte de type PMP (mm/h) sont mentionnées dans le Tableau 28.

Tableau 28. Intensité de la PMP (mm/h) avec une durée de la pluie d'une heure pour le bassin versant de l'Allenbach

Coordonnées x/y (km)	600.00	602.00	604.00	606.00	608.00	610.00	612.00	614.00	616.00	618.00
139.00	229.87	283.79	283.79	283.79	283.27	205.86	215.47	148.11	140.14	177.06
141.00	157.33	219.61	204.33	283.79	283.79	256.91	201.02	182.67	192.07	188.52
143.00	137.37	164.43	184.78	324.32	236.67	257.68	283.79	209.06	283.79	283.79
145.00	141.46	156.55	203.27	188.27	183.92	167.08	237.86	194.67	202.82	283.79
147.00	131.35	154.83	246.06	152.42	158.35	144.35	192.06	188.16	171.35	200.59
149.00	147.96	177.31	377.91	159.70	140.39	138.15	145.01	251.85	178.97	209.14
151.00	151.83	236.94	284.13	190.26	137.37	137.37	137.71	173.10	184.98	173.45
153.00	151.24	183.08	189.06	200.93	172.75	131.35	141.97	144.74	185.58	194.99
155.00	194.96	163.20	183.04	187.48	199.85	140.48	133.10	144.83	189.66	168.18
157.00	181.55	179.25	200.82	200.50	245.44	180.57	137.17	144.36	156.85	146.39

Les PMF ont été déterminées pour trois cas possibles, il s'agit d'une PMF correspondant à un sol saturé ( $PMF_{satsinf}$ ), non saturé ( $PMF_{avecinf}$ ) et influencé par une couverture de neige sur le terrain ( $PMF_{avecneige}$ ). Les résultats obtenus sont présentés dans la Figure 158 et la Figure 159

pour quatre directions de vent. Ces directions ont été choisies pour pouvoir montrer leur influence sur le débit à l'exutoire.

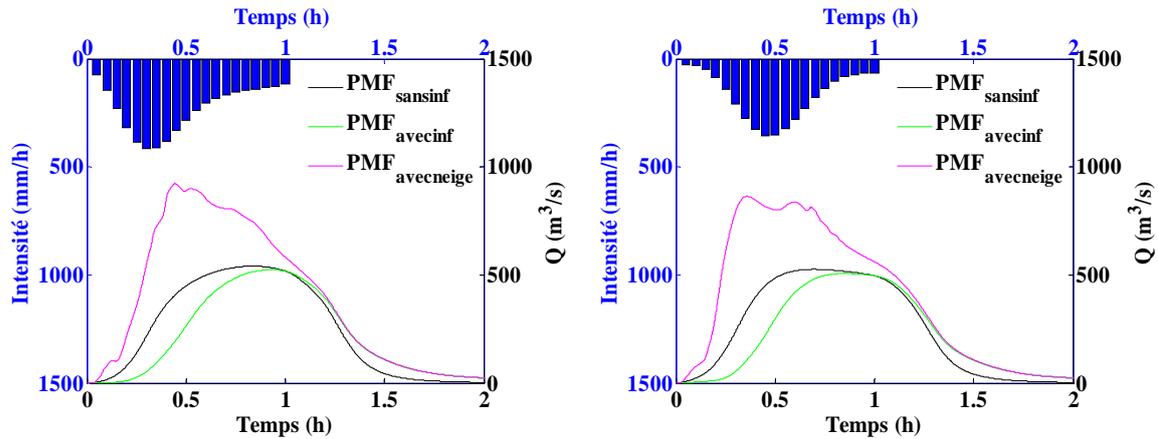


Figure 158. Hydrogramme de PMF pour un vent du Nord à gauche et du Sud à droite pour le bassin versant de l'Allenbach

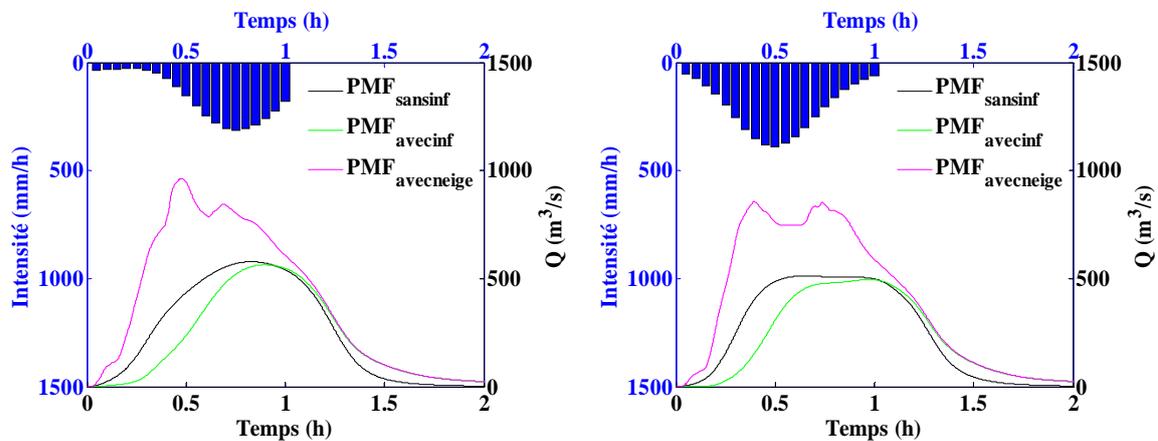


Figure 159. Hydrogramme de PMF pour un vent d'Est à gauche et d'Ouest à droite pour le bassin versant de l'Allenbach

Ces figures montrent que, pour le cas avec un sol non saturé, le processus d'infiltration influence le temps de concentration pour le bassin versant de l'Allenbach. L'infiltration introduit un retard dans le temps de concentration, causé par la perméabilité du terrain.

La valeur du débit de pointe ne diminue que très peu. La différence de débits entre l'hydrogramme sans infiltration et celui avec une infiltration et un écoulement en subsurface sera retrouvée vers la fin de la période, après un certain temps, comme un débit légèrement plus élevé pour le cas avec infiltration.

La courbe du débit obtenue pour le cas avec un sol recouvert de 10 cm de neige est représentée en rose. Sur la Figure 158 et la Figure 159, la fonte de la neige entraîne une augmentation plus rapide du débit et un débit de pointe plus élevé avec la même pluie extrême de type PMP que pour le cas sans neige. La fonte de la neige a une influence très importante sur le débit maximal, mais aussi sur le volume total de l'eau arrivant à l'exutoire. Les directions du vent jouent aussi un rôle très important, menant à des formes différentes de l'hydrogramme.

La non-linéarité observée sur les courbes obtenues peut être justifiée par la forme du bassin versant de l'Allenbach constitué de deux vallées qui s'unissent près de l'exutoire. La fonte de la neige est influencée par l'arrivée de la pluie, ce qui conduit à une fonte de la neige différente dans chaque vallée et l'apparition des deux pics sur la courbe.



Les hyétogrammes de PMP sont représentés au même endroit sur le terrain pour montrer l'influence du mouvement des nuages. Comme exposé dans la section 4.2.2, l'intensité locale de la pluie pour des durées temporelles limitées peut dépasser la valeur de la PMP, mais la moyenne temporelle reste égale à la valeur de la PMP sur l'ensemble du bassin versant.

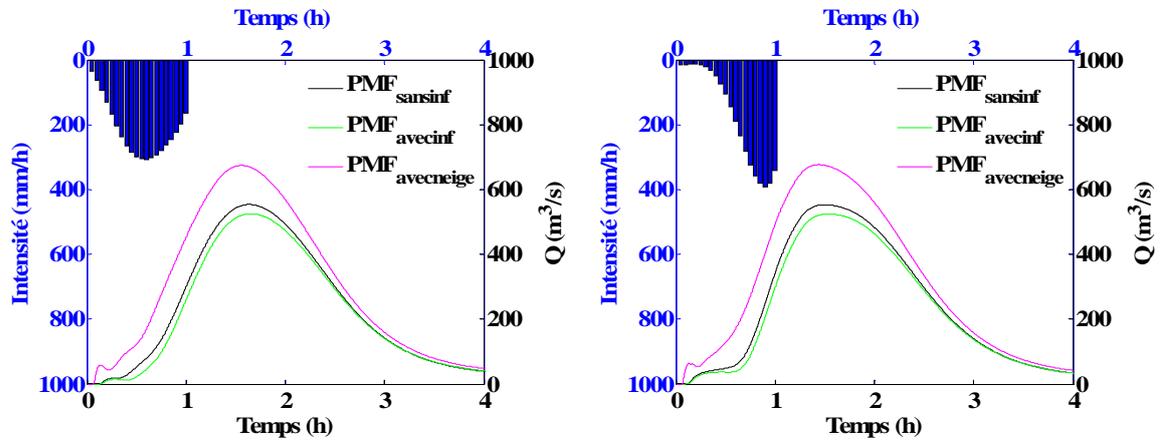


Figure 161. Hydrogramme de PMF pour un vent du Nord à gauche et du Sud à droite pour le bassin versant de la Sitter

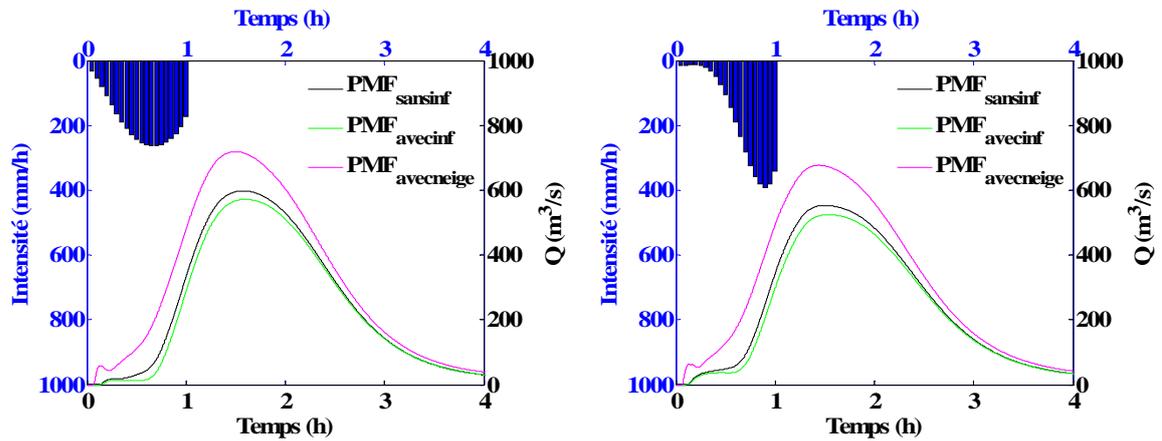


Figure 162. Hydrogramme de PMF pour un vent d'Est à gauche et d'Ouest à droite pour le bassin versant de la Sitter

Dans le cas de la PMP, un débit de  $553 \text{ m}^3/\text{s}$  a été estimé pour le bassin de la Sitter en considérant un sol saturé. Ce débit diminue de 5% quand le sol est non saturé à cause de l'infiltration. Par contre, le débit peut augmenter de 23% si la PMP tombe sur une couche de neige de 10 cm.

Le retard sur le temps de concentration introduit par l'infiltration sur le bassin Allenbach n'est pas présent ici. Cette différence peut être justifiée par une perméabilité réduite pour les types de lithologie dans le sol du bassin Sitter.

### 11.2.3. Bassin versant de la Landwasser à Frauenkirch près de Davos

Le bassin versant de Landwasser est le troisième bassin pour lequel la PMF a été estimée à partir de la PMP avec le modèle hydrologique MPF, basé sur les paramètres choisis à la validation. Pour ce bassin, l'intensité moyenne de la carte est de 170 mm/h. La Figure 163 montre l'extrait de la carte de PMP pour ce bassin versant.

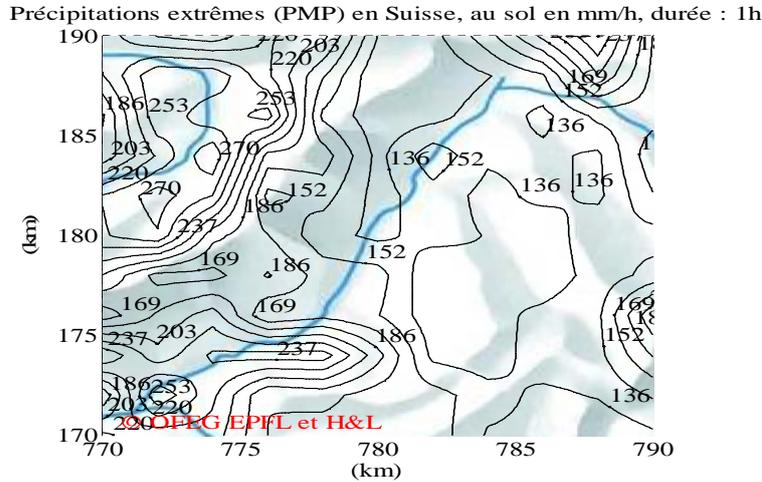


Figure 163. Extrait de la PMP pour le bassin versant de la Landwasser

Les valeurs de la carte de PMP (mm/h) sont mentionnées dans le Tableau 30 pour une résolution horizontale de 2 km.

Tableau 30. Intensité de la PMP (mm/h) avec une durée de la pluie d'une heure pour le bassin versant de la Landwasser

Coordonnées x/y (km)	774.00	776.00	778.00	780.00	782.00	784.00	786.00	788.00	790.00	792.00	794.00
171.00	208.20	211.52	169.21	161.53	162.44	162.57	133.53	131.34	120.67	132.07	142.56
173.00	268.36	223.61	169.38	174.84	160.32	159.51	142.73	131.16	137.10	154.46	142.28
175.00	208.21	239.71	244.65	245.58	192.77	130.65	124.64	146.25	147.16	187.27	162.89
177.00	188.74	211.87	153.61	163.70	153.36	124.63	129.95	139.90	148.45	217.35	194.76
179.00	162.62	163.37	187.80	161.98	160.01	121.00	133.10	125.10	142.58	158.15	147.96
181.00	268.49	191.43	169.91	141.28	131.65	141.37	134.80	122.86	149.68	145.94	137.71
183.00	278.81	253.15	146.87	159.25	128.78	145.53	129.76	140.15	131.65	168.03	147.84
185.00	239.25	286.07	178.92	178.60	130.47	163.25	138.46	139.67	132.13	181.69	176.09
187.00	268.49	239.75	261.37	148.67	124.67	128.76	146.53	130.69	156.76	161.99	175.47
189.00	269.23	267.33	222.55	171.26	119.70	120.32	134.46	149.84	218.72	164.97	174.24
191.00	201.75	192.25	221.56	209.29	134.93	129.81	162.22	207.48	254.25	168.70	213.66

Ainsi, comme dans le cas précédent, l'intensité moyenne de la carte PMP a été utilisée pour calculer la structure de la pluie spatio-temporelle. Cette structure est ensuite ajustée en fonction de la carte PMP réalisée pour l'ensemble de la Suisse.

La Figure 164 présente la carte de la PMP à 2 km (les carrés de couleurs) et celle interpolée à 50 m (courbe de niveau), soit la résolution du calcul pour le bassin versant de la Landwasser.

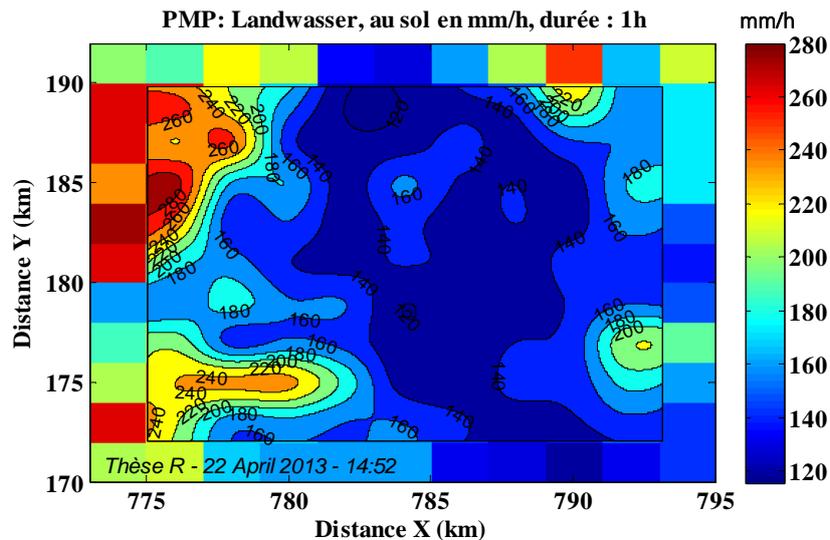


Figure 164. Précipitations extrêmes PMP (mm/h, durée: 1h) pour le bassin versant de la Landwasser

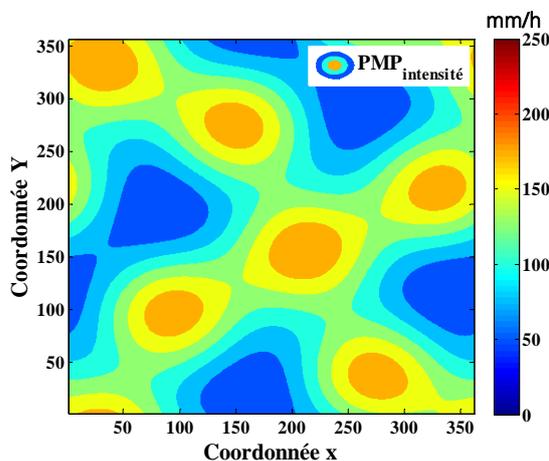


Figure 165. Intensité de la PMP avant ajustement (mm/h)

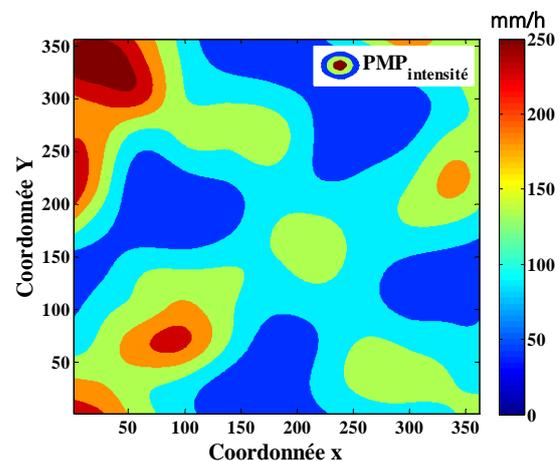


Figure 166. Intensité de la PMP après ajustement (mm/h)

Une distribution spatio-temporelle de la pluie correspond à une structure différente de la pluie à chaque pas de temps et dans chaque point du terrain. Dans notre cas, le pas de temps choisi est de 3 minutes. Les nuages développés reçoivent le même volume d'eau au début de la pluie. La structure obtenue pour le premier pas de temps est représentée dans la Figure 165. Cette structure est ensuite ajustée en fonction de la carte de la PMP et on obtient une structure de la pluie différente qui est présentée dans la Figure 166. Avec cet ajustement, les nuages, au début identiques, ont maintenant une structure imposée par la PMP.

La structure de la pluie présentée dans la Figure 166 correspond au premier pas de temps, elle va être changée pour les autres pas de temps. Ces résultats sont ensuite utilisés dans le calcul de la crue maximale probable.

Les résultats de PMF obtenus pour le bassin versant de la Landwasser sont présentés dans la Figure 167 et la Figure 168 pour quatre directions de vent. Les courbes présentées représentent les trois cas, soit un sol saturé (courbe noire), un sol non saturé (courbe verte) et un terrain avec une fonte de la neige (courbe rose).

Pour le bassin versant de la Landwasser avec une surface de 183 km<sup>2</sup>, un débit très important de 1418 m<sup>3</sup>/s a été estimé pour le cas avec un sol saturé. Pour le cas avec un sol non saturé, la quantité d'eau qui peut s'infiltrer dans le sol est d'environ 8 %. Si on ajoute encore la fonte d'une couche de neige de 10 cm, le débit croît d'environ 17 %. Sur la base de ces

résultats, nous pouvons conclure que le pourcentage d'eau susceptible de diminuer ou d'augmenter les débits est différent pour chaque bassin.

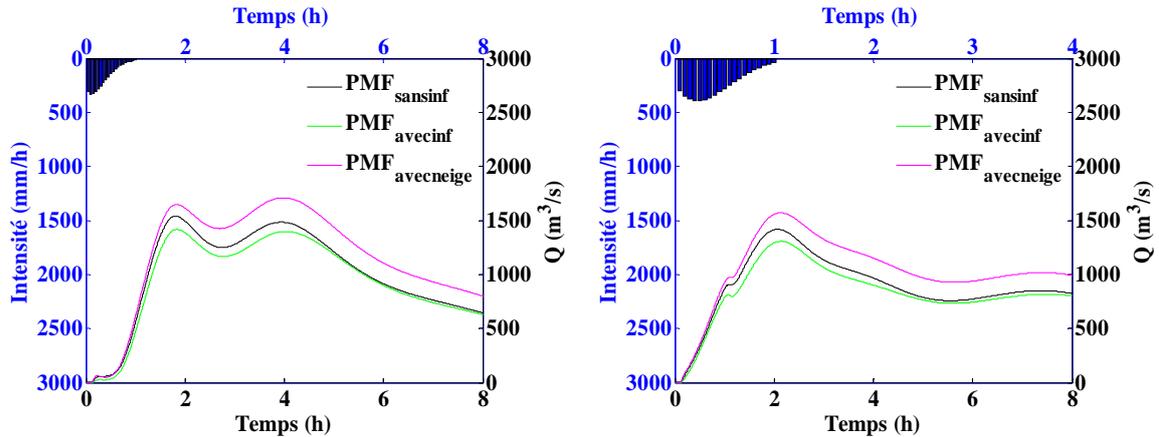


Figure 167. Hydrogramme de PMF pour un vent du Nord à gauche et du Sud à droite pour le bassin versant de la Landwasser

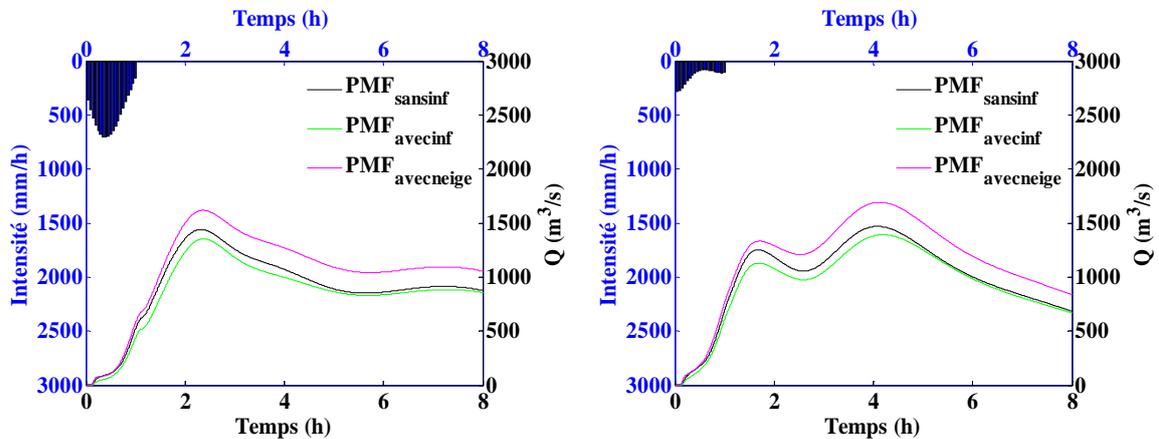


Figure 168. Hydrogramme de PMF pour un vent d'Est à gauche et d'Ouest à droite pour le bassin versant de la Landwasser

Comme des mesures pour des crues provoquées par des PMP n'existent pas, le débit de pointe obtenu à l'exutoire avec le modèle hydrologique MPF a été comparé avec d'autres méthodes d'estimation du débit de pointe. Trois de ces méthodes sont proposées par l'OFEG (Office Fédéral des Eaux et de la Géologie) (OFEN/OFEG, 2003a) et la quatrième méthode est la formule rationnelle. Ces 4 méthodes sont décrites dans la sous-section 3.2.3.

Ces méthodes sont basées sur des caractéristiques du bassin versant comme la pente, le type de lithologie et la surface du bassin. Seule la méthode rationnelle tient aussi compte explicitement de l'intensité de la pluie et pour les autres, une pluie maximale est implicitement incluse dans les valeurs des paramètres.

Les débits de pointe obtenus pour le bassin versant de Landwasser sont présentés dans la Figure 169. Le cinquième résultat sur la figure est le débit obtenu par le modèle hydrologique MPF.

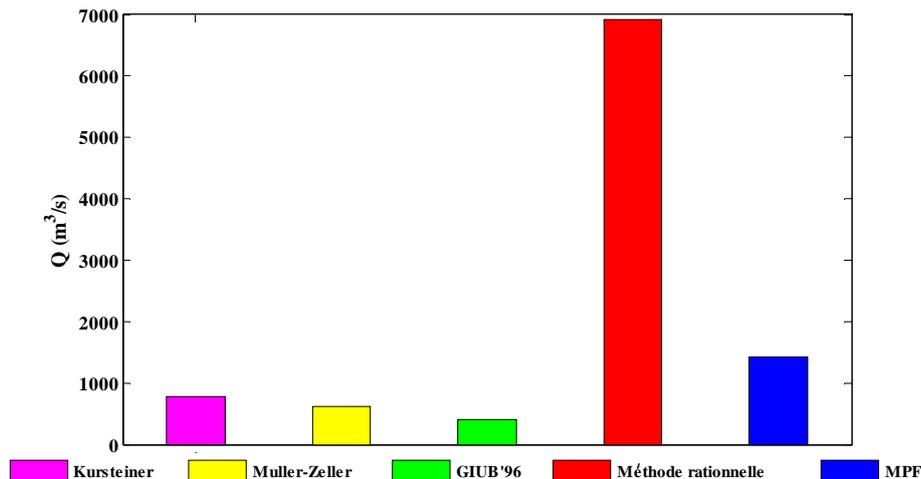


Figure 169. Estimation du débit de pointe de la PMF en fonction d'autres méthodes pour le bassin versant de la Landwasser

Cette figure montre les quatre débits de pointe obtenus pour chaque méthode en comparaison avec le débit calculé avec le modèle hydrologique MPF. Avec les méthodes proposées par l'OFEG, les débits estimés varient entre 300 et 800 m<sup>3</sup>/s. Par contre avec la méthode rationnelle, le débit s'élève à environ 6900 m<sup>3</sup>/s en considérant un coefficient de ruissellement de 0.80 et sans appliquer un coefficient d'abattement. La méthode rationnelle est une méthode fortement influencée par l'intensité de la pluie et la surface du bassin. Dans ce cas, l'intensité moyenne de la pluie de type PMP est de 170 mm/h ce qui conduit à une surestimation du débit. Pour cet exemple, les coefficients pris en compte pour ces 4 méthodes sont représentatifs pour un sol saturé de manière à pouvoir comparer les débits obtenus avec le débit estimé par le modèle hydrologique MPF.

Ce dernier est un modèle qui a besoin de connaître l'intensité de la pluie et la topographie pour pouvoir estimer le débit de crue à l'exutoire. Avec ce modèle, un débit d'environ 1400 m<sup>3</sup>/s a été déterminé; ce débit est plus petit que celui estimé avec la méthode rationnelle mais plus grand que ceux obtenus avec les méthodes de Kursteiner, de Müller-Zeller et de GIUB'96. Vu que les méthodes proposées par l'OFEG ne tiennent pas compte explicitement des précipitations de type PMP, elles ne peuvent pas estimer correctement la PMF mais seulement nous donner un ordre de grandeur sur le débit maximal de chaque bassin versant.

Le débit estimé par le modèle MPF correspond à une PMF possible mais pour une période de retour supérieure à 10'000 ans. Les ouvrages de protection pour faire face à une telle crue auraient un coût social trop élevé. Pour cette raison, l'Office fédéral de l'Énergie (OFEN) a défini une crue de sécurité pour dimensionner ces ouvrages (OFEN/OFEG, 2002; OFEN, 2008). Celle-ci correspond à une crue extrême avec une période de retour de 10'000 ans.

### 11.3. Comparaison des PMP avec des précipitations extrêmes estimées à partir de méthodes statistiques

Les calculs réalisés dans cette section sont basés sur des séries de mesures pluviométriques disponibles pour 3 stations en Suisse pour une période de 30 ans (1980-2010). Celles-ci sont situées dans les trois bassins versants étudiés, il s'agit des stations d'Adelboden pour le bassin versant de l'Allenbach, du Saentis pour le bassin versant de la Sitter et de Davos pour le bassin versant de la Landwasser.

À partir des valeurs de ces trois stations, les précipitations horaires correspondant à un temps de retour de 50, 100 et 500 ans ont été calculées avec les analyses de Gumbel.

La loi de Gumbel est une loi de distribution statistique, utilisée en hydrologie et en climatologie pour estimer les valeurs extrêmes de phénomènes. Elle permet d'ajuster une courbe de régression en fonction de la fréquence d'apparition des événements dans le passé et de prévoir la probabilité d'apparition d'un événement de plus grande ampleur avec une période de retour plus longue que la série de mesures disponibles.

La fonction de répartition de la loi de Gumbel (Gumbel, 1958) s'exprime de la manière suivante :

$$F(x) = \exp\left(-\exp\left(-\frac{x-a}{b}\right)\right) \quad (51)$$

Cette loi de distribution possède deux paramètres à estimer, il s'agit d'un paramètre de localisation «  $a$  » et un paramètre d'échelle «  $b$  ». La variable réduite est égale à  $u = \frac{x-a}{b}$  et la distribution s'écrit ensuite sous la forme suivante :

$$F(x) = \exp(-\exp(-u)) \quad (52)$$

et :

$$u = -\ln(-\ln(F(x))) \quad (53)$$

La fonction de répartition  $F(x)$  appliquée sur la série de données a été tracée en utilisant la formule de distribution empirique d'Hazen (Musy, 2005 ; Hertig & Fallot, 2009).

Pour ce calcul, les hauteurs d'eau horaires mesurées chaque année sur une période de 30 ans ont été utilisées. Ensuite, ces valeurs ont été classées par rangs pour pouvoir calculer la fréquence d'apparition en fonction de la double loi exponentielle de Gumbel  $u$  (équation (53)) et tirer une droite de régression linéaire en fonction des valeurs  $u$  obtenues et de valeurs maximales annuelles.

La Figure 170 à la Figure 172 présentent les droites de régression obtenues pour les précipitations maximales horaires à chaque station associée aux bassins étudiés. Les droites de régression de Gumbel obtenues à partir de valeurs mesurées sur 30 années, ajustent bien les variations d'une année à l'autre à la station d'Adelboden ( $R^2 = 0.99$ ). Par contre pour les stations du Saentis et de Davos, le coefficient de détermination  $R^2$  est de respectivement 0.82 et 0.88. Pour ces deux cas, les deux dernières valeurs se situent au-dessus de la droite de régression, ce qui conduit à une sous-estimation des pluies extrêmes.

D'autres analyses (Fallot & Hertig, 2009 et 2013) ont montré que plus le coefficient  $R^2$  est bas, plus les précipitations centennales et cinquantennales obtenues avec l'analyse de Gumbel sont sous-estimées.

Pour les bassins versants de la Sitter et de la Landwasser, la double loi exponentielle de Gumbel n'ajuste pas très bien la distribution des précipitations horaires maximales mesurées chaque année de 1980 à 2010, ce qui conduit à une sous-estimation des précipitations horaires déterminées pour cette loi pour des temps de retour de 50, 100 et 500 ans.

Plusieurs auteurs (Koutsoyiannis, 2004) ont mentionné que les analyses de Gumbel n'ajustent pas très bien les valeurs maximales des précipitations situées en queue de distribution, soit les valeurs les plus rares et les plus élevées. Ces dernières tendent à être sous-estimées par les analyses de Gumbel. Une telle sous-estimation apparaît pour les précipitations horaires maximales par an mesurées au Saentis et à Davos de 1980 à 2010. Une telle sous-estimation a également été mise en évidence pour les précipitations journalières maximales par année, notamment dans le Nord-Est de la Suisse (Fallot, 2011 ; Fallot & Hertig, 2013). Par conséquent, il convient de prendre avec une certaine prudence les précipitations maximales estimées pour un temps de retour de 10'000 ans à partir des analyses de Gumbel. Ces précipitations peuvent être plus ou moins fortement sous-estimées.

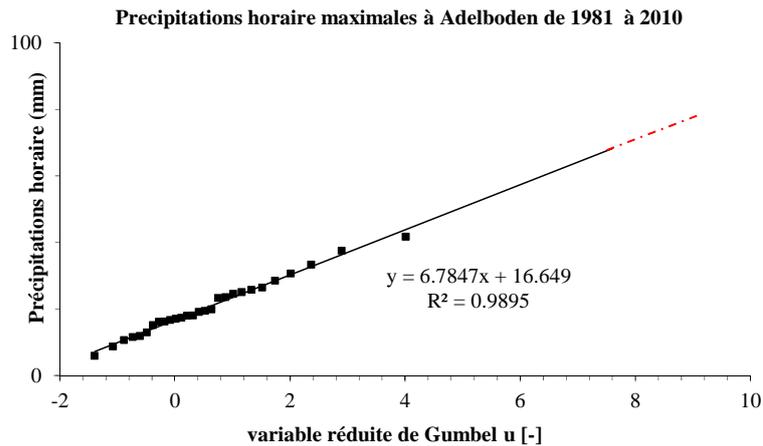


Figure 170. Précipitations horaires maximales par an mesurées de 1981 à 2010 à la station d'Adelboden

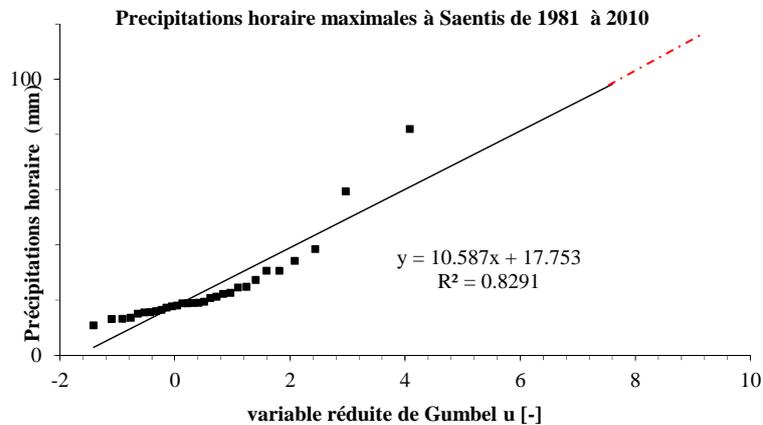


Figure 171. Précipitations horaires maximales par an mesurées de 1981 à 2010 à la station du Saentis

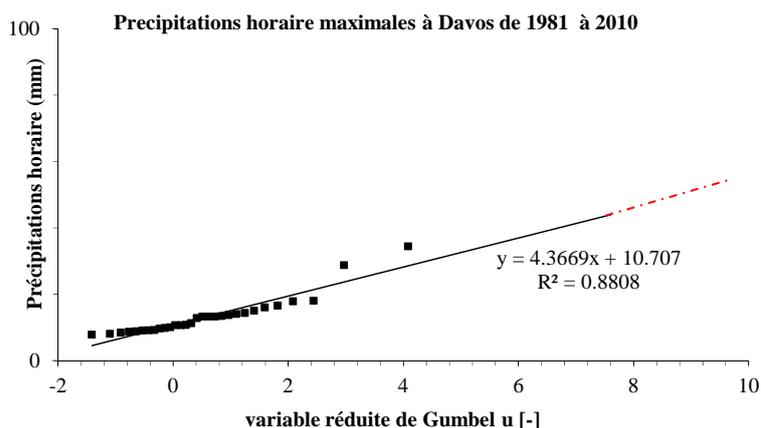


Figure 172. Précipitations horaires maximales par an mesurées de 1981 à 2010 à la station de Davos

Les précipitations horaires maximales ont été estimées pour des temps de retour de 50, 100 et 500 ans à partir des analyses de Gumbel effectuées sur des mesures in situ pour la période de 1980 à 2010 (Tableau 31). Ces calculs sont réalisés avec l’hypothèse que les conditions climatiques vont rester les mêmes dans le futur sur les périodes pour lesquelles les précipitations extrêmes horaires ont été estimées.

Tableau 31. Intensité des précipitations horaires déterminées pour les trois périodes de retour de 50, 100 et 500 ans à partir des analyses de Gumbel

Période de retour	Intensité de pluie (mm/h)	Intensité de pluie (mm/h)	Intensité de pluie (mm/h)
	Station Adelboden	Station Saentis	Station Davos
50 ans	47.86	66.45	30.80
100 ans	52.58	73.82	33.83
500 ans	63.51	90.88	40.87
10'000 ans	83.84	122.60	53.95

Le Tableau 31 montre la valeur de la pluie avec une période de retour de 10'000 ans estimée avec la loi de Gumbel à partir des données observées sur le terrain. Ces valeurs sont plus faibles que la valeur de la carte de PMP 1 heure (section 11.2). Comme il s’agit de précipitations maximales probables, cette PMP d’une heure est physiquement possible mais associée à une période de retour plus élevée.

Les Directives relatives à la sécurité des ouvrages d’accumulations (OFEN/OFEG, 2002; Schleiss & Pougatsch, 2011) et la documentation de base «Sécurité en cas de crue» (OFEN, 2008) précisent que la crue de sécurité des barrages doit être évaluée sur la base de la période dix-millennales (10'000 ans).

Pour respecter les «Directives relatives à la sécurité des ouvrages d’accumulation», il est proposé de retenir pour le bassin versant ayant un temps de concentration de l’ordre d’une heure une intensité horaire de pluie qui correspond approximativement aux précipitations dix-millennales extrapolées à partir des séries de mesures des précipitations. Les intensités horaires de la carte des PMP de 3 heures sont assez proches des précipitations d’une durée de 1 heure estimées pour un temps de retour de 10'000 ans à partir d’analyses statistiques (loi de Gumbel). Par conséquent, nous proposons d’utiliser les intensités horaires de la carte des PMP de 3 heures pour l’estimation des crues de sécurité en Suisse.

## 11.4. Calcul de la crue de sécurité

Dans cette section, le modèle hydrologique MPF a été utilisé pour estimer la crue de sécurité à partir des précipitations extrêmes dix-millennales.

### 11.4.1. Bassin versant de l'Allenbach

La carte de précipitations extrêmes horaires pour une période de retour de 10'000 ans (Figure 173) présente une intensité moyenne de la pluie d'environ 86 mm/h pour le bassin versant de l'Allenbach.

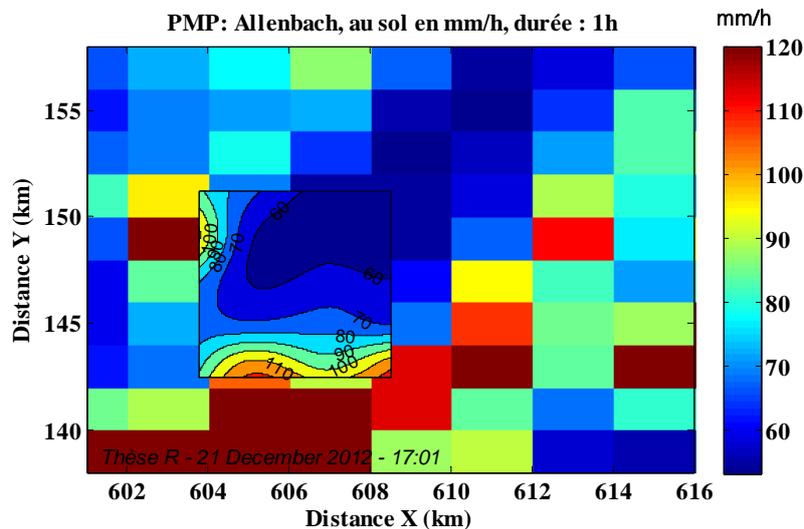


Figure 173. Précipitations extrêmes (mm/h, durée:1h) pour le bassin versant de l'Allenbach

Cette valeur a été ensuite utilisée pour estimer la crue de sécurité avec le modèle hydrologique MPF. La première étape de calcul correspond à la distribution de la pluie dans l'espace et dans le temps, décrite dans la section 4.2. La structure de la pluie obtenue par le déplacement des nuages (Figure 174) est ajustée en fonction de cette carte de précipitations extrêmes (Figure 173), donnant comme résultat les valeurs de la Figure 175. Ces figures illustrent la position initiale de chaque nuage au-dessus de terrain et l'intensité de la pluie de chaque nuage au premier pas de temps (3 minutes).

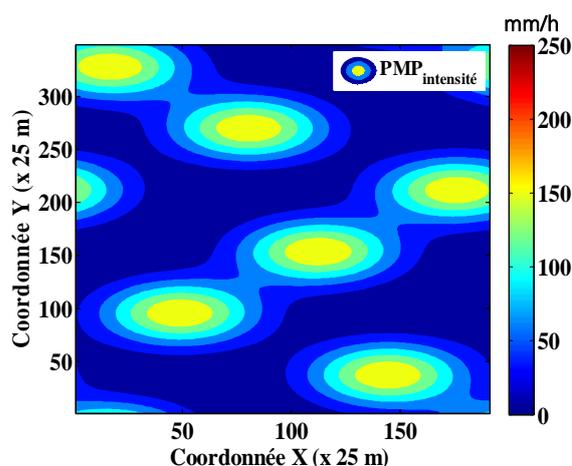


Figure 174. Nuages sans ajustement (t = 1)

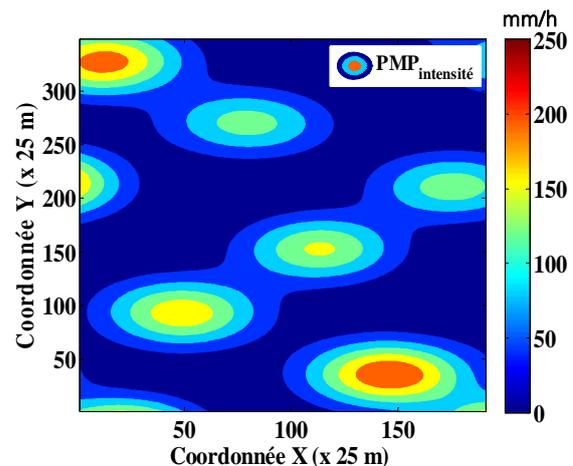


Figure 175. Nuages avec ajustement (t = 1)

À partir de cette distribution de pluie dans le temps et l'espace, la crue de sécurité est calculée à l'exutoire du bassin. Le calcul réalisé est basé sur l'hypothèse que le sol est saturé et que toute l'eau arrivant sur le terrain ruisselle jusqu'à l'exutoire. La Figure 176 présente le hétérogramme de pluie et l'hydrogramme de débit correspondant pour le bassin versant de l'Allenbach. Ici, on peut observer que le rapport entre la valeur de la PMP calculée dans la

sous-section 4.2.2 et les précipitations avec une période de retour de 10'000 ans est de 2.36. La crue de sécurité estimée à l'exutoire diminue également comparativement à la PMF selon le même rapport (Figure 176) pour de bassin versant de l'Allenbach.

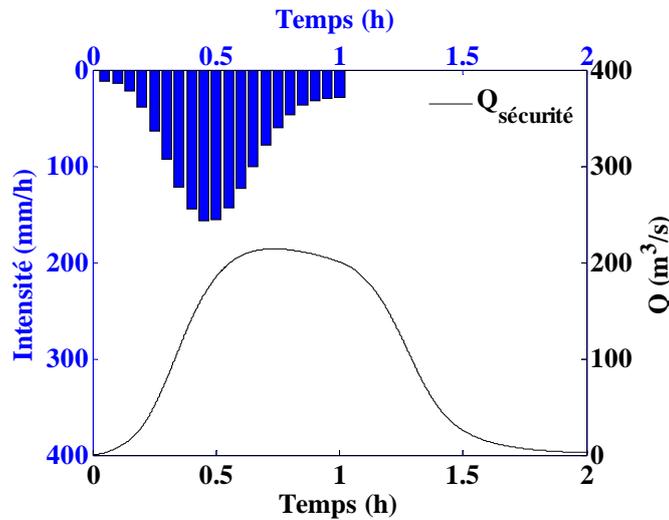


Figure 176. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de la crue de sécurité pour le bassin versant de l'Allenbach

Le débit de pointe de la crue de sécurité calculé par le modèle hydrologique MPF a été comparé avec celui estimé à partir de 4 méthodes empiriques, à savoir celles de Kursteiner, de Müller-Zeller, de GIUB'96 (OFEG, 2003a) et la méthode rationnelle (voir sous-section 3.2.3).

Le débit estimé avec le modèle hydrologique MPF est représentatif pour un terrain saturé. Les coefficients choisis pour les méthodes de comparaison reflètent cette condition initiale. Par exemple, le coefficient de ruissellement utilisé dans la méthode rationnelle est de 0.80.

Les résultats obtenus à partir de ces méthodes empiriques et le débit estimé par le modèle hydrologique MPF sont représentés dans la Figure 177. Cette figure révèle que le débit de pointe monte jusqu'à environ 550 m³/s avec la méthode rationnelle alors qu'il n'atteint qu'environ 80 m³/s avec la méthode GIUB'96.

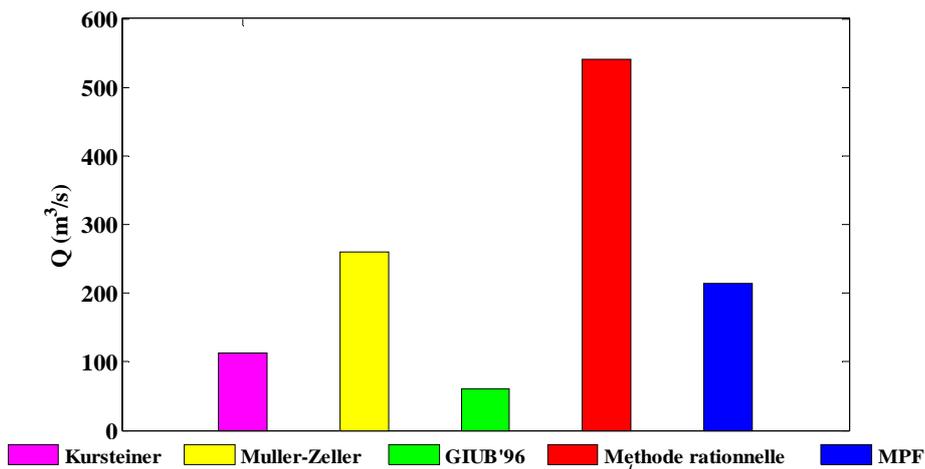


Figure 177. Estimation du débit de pointe de la crue de sécurité à partir des plusieurs méthodes pour le bassin versant de l'Allenbach

Toutes ces méthodes, sauf la méthode rationnelle, n'ont comme paramètres d'entrée que les caractéristiques du bassin. La méthode rationnelle est la seule qui donne un débit en relation directe avec l'intensité de la pluie. Néanmoins le débit obtenu avec cette méthode est environ 2.5 fois plus grand que celui calculé par le modèle MPF, si le coefficient de ruissellement choisi correspond à un sol imperméable.

Le débit de pointe estimé pour un temps de retour de 300 ans à partir d'analyses statistiques fréquentielles par l'OFEV (OFEV, 2012) pour le bassin versant de l'Allenbach est de  $129 \text{ m}^3/\text{s}$ , soit environ 1.7 fois moins que celui calculé par le modèle MPF pour la crues de sécurité dix-millénale. Ceci représente un bon résultat, car la crue de sécurité ne doit pas être inférieure à  $1.5 \times Q_{1000}$  (OFEN/OFEG, 2002 ; OFEN, 2008 ; Schleiss & Pougatsch, 2011).

#### 11.4.2. Bassin versant de la Sitter

Pour le bassin versant de la Sitter, l'intensité moyenne de la carte de précipitations extrêmes dix-millennales est de  $105 \text{ mm/h}$ . Cette valeur est un peu plus petite que celle obtenue par extrapolation en fonction de la loi de Gumbel sur des valeurs observées en 30 ans.

La distribution de la pluie a été estimée à partir de la pluie moyenne avec l'algorithme des nuages (Figure 178).

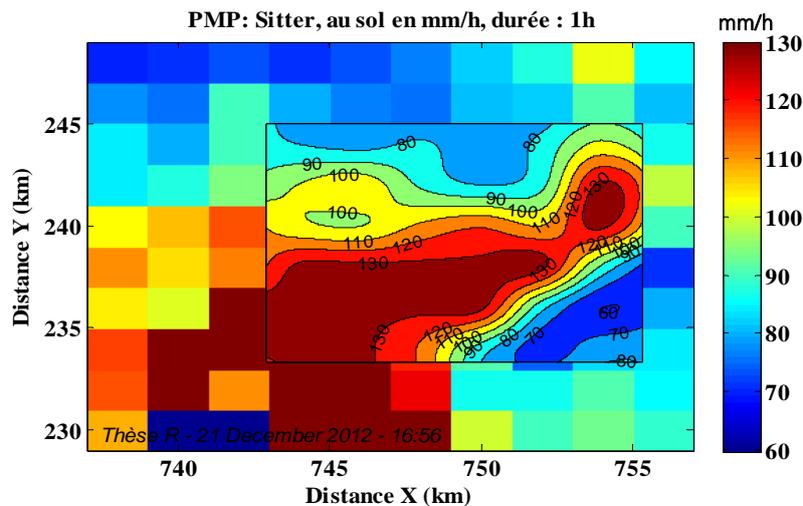


Figure 178. Précipitations extrêmes (mm/h, durée:1h) pour le bassin versant de la Sitter

Pour ce bassin versant, le débit de pointe calculé par le modèle MPF pour la crue de sécurité est de  $250 \text{ m}^3/\text{s}$  (Figure 179). Ce débit est comparé avec les 4 méthodes empiriques mentionnées dans la sous-section précédente (Figure 180). Pour l'application de ces méthodes, au lieu d'utiliser une valeur moyenne des paramètres (par exemple pente, type de lithologie) sur toute la surface du bassin versant, les valeurs ont été distribuées spatialement en fonction des caractéristiques physiques des bassins.

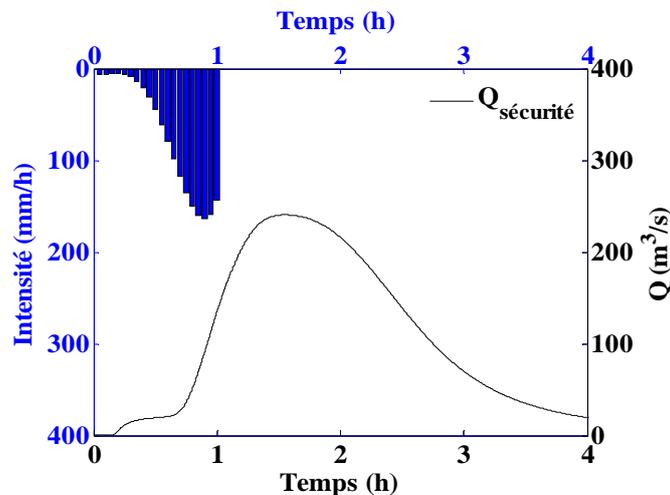


Figure 179. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de la crue de sécurité pour le bassin versant de la Sitter

La Figure 180 présente les débits de pointe de la crue de sécurité estimés pour le bassin versant de la Sitter. L'estimation du débit est basée sur l'hypothèse d'un sol saturé. Les

paramètres choisis tiennent compte de cette hypothèse dans les cas des méthodes empiriques.

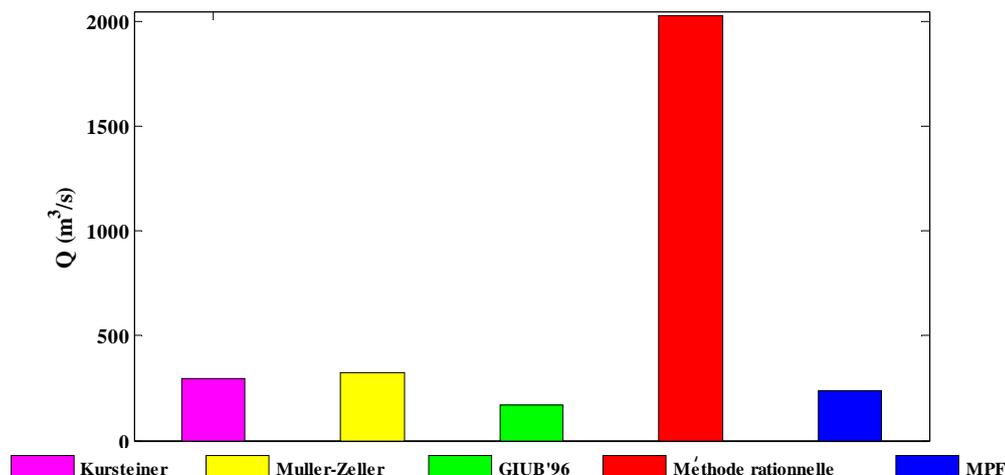


Figure 180. Estimation du débit de pointe de la crue de sécurité à partir de plusieurs méthodes pour le bassin versant de la Sitter

Pour la méthode rationnelle, le coefficient de ruissellement est de 0.8 pour représenter un sol saturé, ce qui conduit à un débit de pointe d'environ 1800 m<sup>3</sup>/s. Les trois autres méthodes aboutissent à un débit variant entre 165 m<sup>3</sup>/s et 322 m<sup>3</sup>/s.

Le débit de pointe estimé pour un temps de retour de 300 ans à partir d'analyses statistiques fréquentielles par l'OFEV (OFEV, 2012) pour le bassin versant de la Sitter est de 186 m<sup>3</sup>/s, ce qui représente une valeur de 1.33 fois plus petite que le débit estimé avec le modèle MPF pour une période de retour de 10'000 ans. Par rapport au bassin versant de l'Allenbach, cette valeur est un peu plus petite, ce qui peut être justifié par le fait que la pluie utilisée est probablement trop basse. Une sous-estimation de la pluie est aussi observée sur le calcul effectué à partir de données mesurées (voir la section 11.3). Les valeurs maximales des précipitations situées en queue de distribution, qui sont aussi les valeurs les plus rares et les plus élevées (Figure 171), se retrouvent les plus éloignées de la droite de régression estimée par la loi de Gumbel, ce qui conduit à une sous-estimation de la pluie et ensuite du débit.

### 11.4.3. Bassin versant de Landwasser

Pour ce bassin versant, la pluie extrême horaire estimée pour un temps de retour de 10'000 ans avec la loi de Gumbel sur une période de 30 ans de mesures est de 53.95 mm/h (Tableau 31, section 11.3).

La valeur de l'intensité moyenne pour un temps de retour de 10'000 ans est de 67 mm/h pour le bassin versant de la Landwasser. Cette valeur a été estimée à partir de la carte des précipitations extrêmes dix-millennales (Figure 181). Ici, les contours représentent l'intensité de la pluie interpolée à la même résolution que la taille du modèle numérique de terrain utilisé dans le calcul de crue.

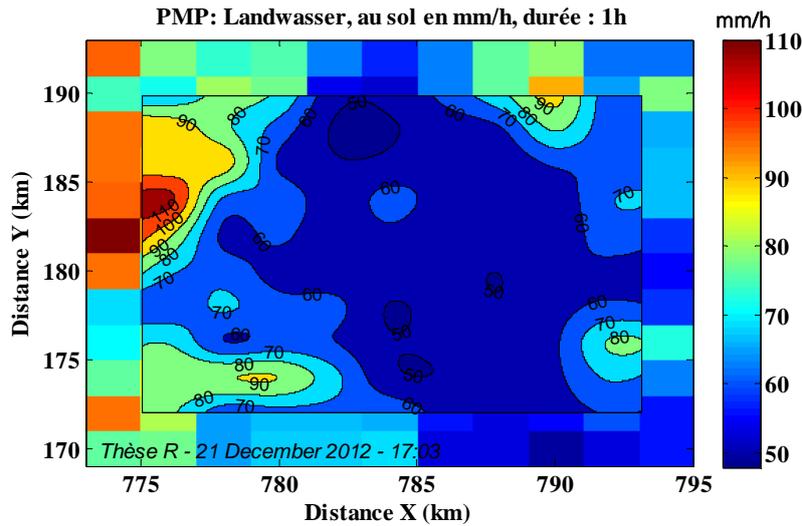


Figure 181. Précipitations extrêmes (mm/h, durée:1h) pour le bassin versant de la Landwasser

Le débit de pointe de la crue de sécurité obtenu pour ce bassin versant est de 539 m<sup>3</sup>/s, un débit qui peut être considéré comme raisonnablement possible avec une pluie extrême dix-millennale.

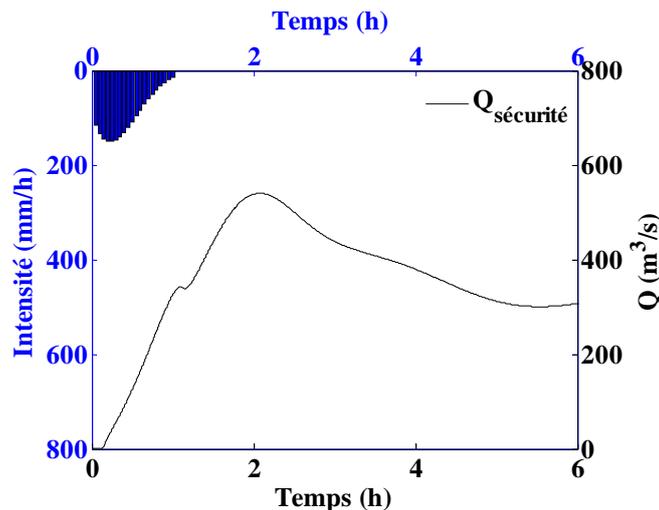


Figure 182. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de la crue de sécurité pour le bassin versant de la Landwasser

La Figure 183 présente les débits de pointe de la crue de sécurité calculés avec le modèle hydrologique MPF et les 4 autres méthodes empiriques de comparaison.

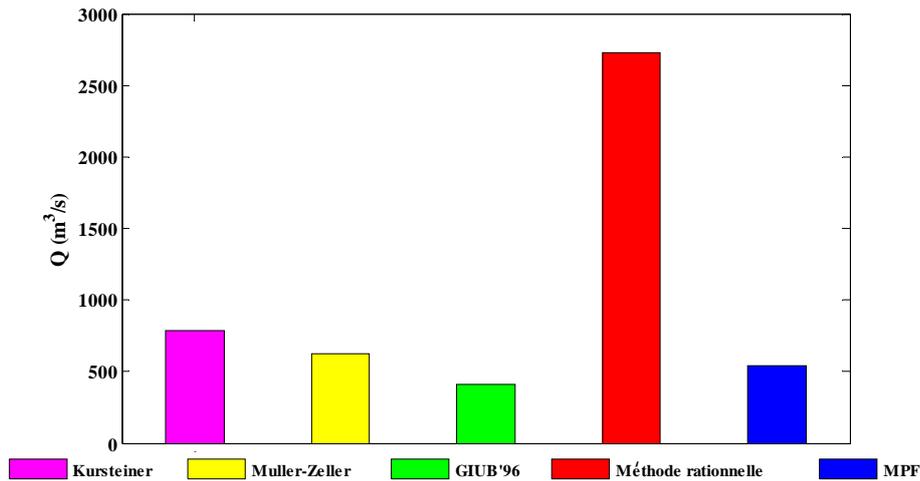


Figure 183. Estimation du débit de pointe de la crue de sécurité en fonction de plusieurs méthodes pour le bassin versant de la Landwasser

Comme dans les autres cas, le débit calculé avec le modèle hydrologique MPF est beaucoup plus petit que celui calculé avec la méthode rationnelle. Les débits estimés avec les autres méthodes restent assez proches de la valeur de la crue de sécurité calculée avec le modèle hydrologique MPF.

Pour ce bassin, l'estimation faite par l'OFEV à partir d'une analyse statistique prévoit un débit de 61 m<sup>3</sup>/s pour une période de retour de 300 ans. Ce débit n'atteint environ que la moitié de celui calculé par l'OFEV pour le bassin versant de l'Allenbach qui a une surface six fois plus petite.

Cet exemple présente les difficultés de la méthode statistique. L'extrapolation des mesures pour une loi statistique ne dépend que des événements observés. Le bassin versant de Landwasser est situé au centre des Alpes et est réputé pour avoir des précipitations plus faibles que les bassins versants situés au nord et au sud des Alpes soumis à des effets de barrage (nord et sud). Les modélisations effectuées pour le calcul de la PMP montrent qu'exceptionnellement de fortes précipitations peuvent être provoquées dans ces bassins à l'intérieur des Alpes sous l'effet de vents très forts.

La méthode statistique présente un biais lorsque ces précipitations exceptionnelles ne se sont jamais produites au voisinage du pluviomètre ou même dans le bassin versant considéré.

### 11.5. Distribution uniforme de la pluie extrême

La section 10.3 a montré que la distribution de la pluie dans l'espace et dans le temps à partir de mesures in situ aboutit à une meilleure estimation des débits de crue. Dans cette section, la même procédure de calcul a été appliquée en utilisant les précipitations extrêmes dix-millennales (section 11.4).

Les débits obtenus à partir d'une distribution uniforme de la pluie sont présentés en comparaison avec ceux ayant une distribution spatio-temporelle. Le but est de montrer que la distribution non uniforme de la pluie, c'est-à-dire dans l'espace et dans le temps, aboutit à une simulation plus réaliste du phénomène de crue.

La distribution de la pluie dans l'espace et dans le temps a été réalisée en utilisant la première partie développée dans le modèle hydrologique MPF basé sur l'algorithme des nuages (zone des précipitations) présenté dans le chapitre 4. Ensuite, cet algorithme des nuages a été remplacé par une distribution uniforme de la pluie. Dans les deux cas, le routage d'eau sur le terrain est fait avec le modèle MPF en supposant un sol saturé.

La Figure 184 à la Figure 186 présentent les résultats pour les bassins versants de l'Allenbach, de la Sitter et de la Landwasser. Ces figures révèlent qu'une distribution uniforme de la pluie

sur le terrain conduit à une réduction du débit de pointe. Cela a été aussi montré pour les épisodes observés.

Dans le cas du bassin versant de l'Allenbach qui est un petit bassin avec une surface d'environ 29 km<sup>2</sup>, le débit tend à se stabiliser avec une pluie uniforme, donnant un aspect plat au hydrogramme, ce qui ne pas le cas quand la pluie est distribuée dans l'espace et dans le temps. Pour les autres bassins de taille plus grande, une distribution uniforme de la pluie conduit à une réduction du pic du débit.

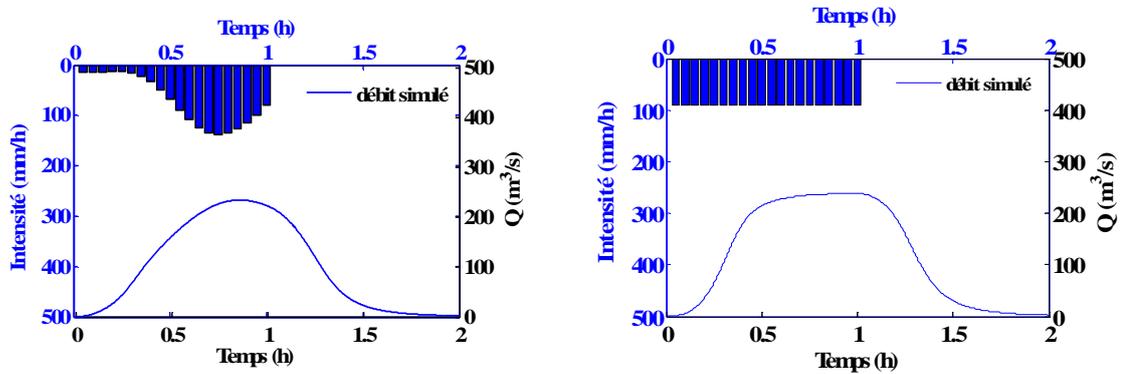


Figure 184. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de la crue de sécurité (distribution de la pluie de manière spatio-temporelle pour un vent d'Est à gauche et uniforme à droite) pour le bassin versant de l'Allenbach

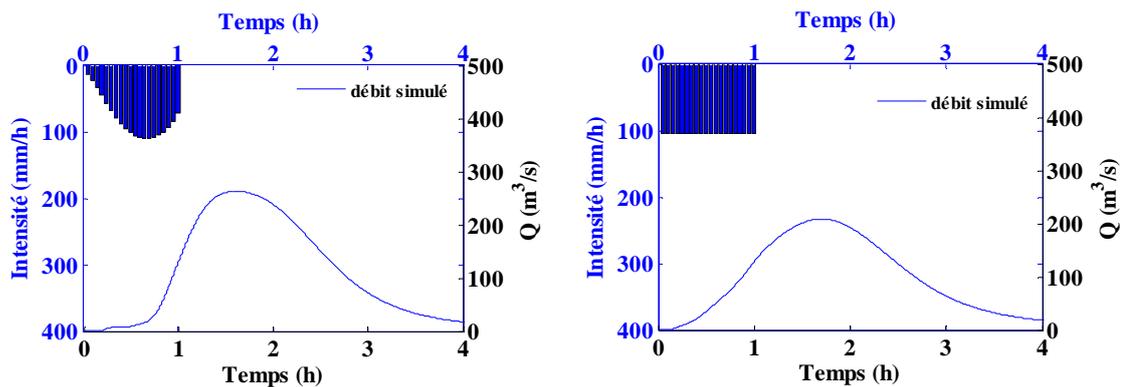


Figure 185. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de la crue de sécurité (distribution de la pluie de manière spatio-temporelle pour un vent d'Est à gauche et uniforme à droite) pour le bassin versant de la Sitter

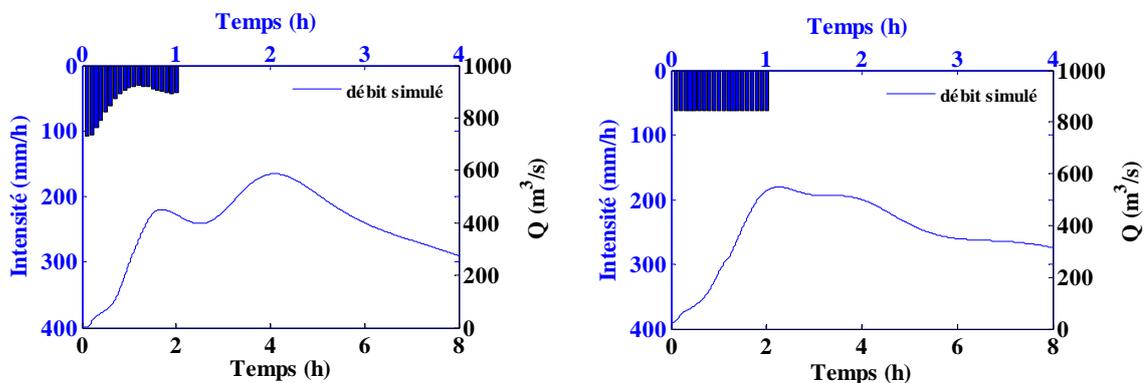


Figure 186. Hyétogramme de pluie et hydrogramme de la crue de sécurité (distribution de la pluie de manière spatio-temporelle pour un vent d'Est à gauche et uniforme à droite) pour le bassin versant de la Landwasser

## 11.6. Conclusion

Ce chapitre présente les résultats obtenus avec le modèle hydrologique MPF, d'une part pour le cas de précipitations et de crues extrêmes de type PMP-PMF et d'autre part pour les crues de sécurité calculées à partir des précipitations extrêmes dix-millennales. Ces valeurs de débits extrêmes ont été déterminées pour plusieurs bassins alpins avec des caractéristiques différentes, à partir des valeurs de paramètres validés dans les chapitres précédents.

Les données d'entrée principales pour le calcul de PMF ont été les valeurs de pluie extraites de la carte de PMP avec une durée d'une heure pour l'ensemble de la Suisse. Pour la crue de sécurité, les précipitations extrêmes dix-millennales ont été utilisées. Ces valeurs ont été distribuées par le modèle MPF dans l'espace et dans le temps sur le bassin étudié, avec un modèle de nuages mais en tenant compte aussi de la variabilité locale de la carte des précipitations.

Le routage d'eau a été réalisé à l'échelle de la maille, en tenant compte de plusieurs processus intervenant dans le cycle hydrologique comme l'infiltration, l'exfiltration ou la neige.

Il est montré que la carte de PMP horaire présente des valeurs élevées en comparaison avec celles estimées par la loi de Gumbel pour une période de retour de 10'000 ans à partir des mesures faites sur 30 ans. Ces valeurs horaires de PMP sont physiquement possibles mais associées à une période de retour plus grande que 10'000 ans.

Pour pouvoir estimer la crue de sécurité des barrages correspondant à une période de retour de 10'000 ans, des cartes de précipitations compatibles avec cette période de retour ont été utilisées. Ces valeurs sont en bonne corrélation avec les précipitations extrapolées à partir des mesures sur 30 ans.

La forme des hydrogrammes obtenus montre que le modèle MPF, avec une distribution spatio-temporelle non uniforme de la pluie, réussit à mieux s'approcher de la réalité. En effet, les simulations faites avec des valeurs de pluie mesurées et distribuées dans l'espace et dans le temps avec le modèle MPF montrent aussi une augmentation de la non-linéarité de l'hydrogramme de débit et, par conséquent, de la crue. Le même effet est rencontré dans les simulations qui utilisent comme entrées les précipitations extrêmes.

### 12.1. Discussion et conclusions

L'estimation des crues représente un enjeu considérable, tant sur le plan humain que sur le plan économique. Pour un pays de lacs et de montagnes comme la Suisse, il est très important de connaître les phénomènes de précipitations extrêmes pour assurer une sécurité contre les crues.

Dans le cadre de cette thèse, un modèle hydrologique distribué a été développé pour répondre à la question restant ouverte depuis plusieurs années, c'est-à-dire celle du routage de la pluie maximale probable (PMP) sur un bassin versant alpin en vue d'estimer la crue de type PMF et la crue de sécurité correspondant à une période de retour de 10'000 ans.

Trois contributions principales ont été apportées dans le développement du modèle hydrologique MPF.

La première contribution est une méthode de distribution spatio-temporelle de la pluie mesurée ou de type PMP horaire réalisée à l'aide de nuages. Les nuages développés représentent des zones de précipitations retrouvées au niveau du sol. La méthode de calcul est basée sur une équation d'advection-diffusion qui modélise le comportement du nuage, c'est-à-dire la variation de la forme du nuage dans le temps, ainsi que son déplacement, permettant d'obtenir une évolution dynamique de la pluie à l'échelle très fine du bassin versant ou à l'échelle d'une région. Chaque point du terrain présente un hyétogramme de pluie différent de tous les autres points du terrain. Cela est donné par la combinaison entre l'évolution temporelle de ces zones de précipitations et la variabilité spatiale locale de la carte de PMP.

Ce modèle permet de spécifier une direction et une vitesse arbitraire du vent, un champ de vent avec des valeurs individuelles de vecteurs de vitesse de vent dans tous les points, ou même une suite de champs de vent qui représentent l'évolution temporelle du vent pendant toute la durée d'un évènement. Les zones de précipitations se déplacent et se dispersent en fonction de ce champ vectoriel dynamique, menant à une distribution spatio-temporelle de la pluie beaucoup plus réaliste.

Cette flexibilité visant à permettre un champ vectoriel de vent comme entrée est un point qui fait la distinction entre le modèle MPF et des autres modèles similaires de distribution de la pluie. Comme montré dans la validation du modèle de pluie avec les images radar, MPF arrive à simuler très bien l'évolution d'un phénomène naturel avec un champ de vent calculé par un modèle météorologique (APF).

La deuxième contribution est un modèle hydrologique sans réseau prédéfini de rivières, basé sur une répartition spatiale des paramètres physiques du terrain, du sol et du sous-sol. Ce modèle inclut l'écoulement en surface et l'écoulement en subsurface dirigé par un modèle numérique de terrain et des pentes, ainsi que la formation de la crue ou l'accumulation éventuelle dans un lac. Ce modèle reproduit la variation spatio-temporelle de l'écoulement de l'eau tant sur la surface que dans les ruisseaux et rivières définis dynamiquement. L'apport

dans les lacs se produit sur l'ensemble du périmètre du plan d'eau. La bonne reproduction des situations réelles de fortes pluies et de crues qui se sont produites dans plusieurs bassins versants suisses a démontré la pertinence de la démarche retenue.

La troisième contribution consiste dans l'intégration d'un modèle de fonte de la neige au calcul d'une PMF causé par une pluie de type PMP. Cette approche permet de reproduire et d'analyser le cas de la fonte de la neige qui est le plus critique, du point de vue de la crue susceptible de se produire sur un bassin versant.

Le couplage de ces trois contributions dans le modèle hydrologique MPF permet d'estimer les crues extrêmes avec un minimum de variables mais qui ont toutes un sens physique et qui sont facilement déterminées sur la base de données disponibles.

Il a été montré que le modèle hydrologique MPF peut distribuer la pluie de manière spatio-temporelle avec une qualité remarquable. Cela a été présenté d'un part dans l'analyse faite pour valider la structure de la pluie fournie par les nuages à partir de la supercellule du 18 juillet 2005 et d'autre part sur les estimations de débit obtenu pour chaque bassin versant étudié.

Le modèle hydrologique MPF a été validé sur plusieurs bassins versants suisses à partir de données mesurées sur le terrain. Une telle validation a été nécessaire, car il est impossible d'obtenir des mesures de débits pour des pluies de type PMP. Les résultats obtenus présentent de bonnes corrélations entre les valeurs mesurées et les valeurs simulées du débit avec le modèle MPF. La performance du modèle MPF a été évaluée en fonction de trois critères d'efficacité tels que le coefficient de Nash-Sutcliffe, le rapport des volumes et le critère de bilan, obtenant des résultats acceptables dans les limites de ces critères. Cela indique que le modèle MPF est valide et qu'il peut être utilisé dans le cas de précipitations et de crues extrêmes tels que la PMP-PMF ou la crue de sécurité.

L'application de la démarche PMP-PMF à partir de précipitations extrêmes a par ailleurs montré que la prise en compte de la variation spatio-temporelle des précipitations conduisait à des crues extrêmes de valeurs comparables à celles obtenues par les analyses statistiques, pour les bassins versants offrant des données suffisantes.

Il a été montré que les méthodes empiriques telles que la méthode rationnelle ne donnent pas une bonne estimation de la crue en utilisant une pluie de type PMP ou une pluie extrême dix-millennale. Les autres méthodes testées restent assez proches de la valeur de la crue de sécurité estimée avec le modèle hydrologique MPF, mais ces méthodes ne tiennent pas compte explicitement de la valeur des précipitations ; toutefois leurs paramètres intègrent implicitement une valeur extrême d'une pluie. Elles ont été utilisées pour avoir un ordre de grandeur sur le débit de pointe de chaque bassin versant étudié.

Les débits de type PMF obtenus peuvent être considérés comme possibles, mais ces débits sont associés à des précipitations avec une période de retour supérieure à 10'000 ans. Pour respecter la directive de l'OFEN, une pluie extrême dix-millennale a été utilisée pour estimer la crue de sécurité.

La comparaison entre les débits obtenus avec des méthodes empiriques et le débit donné par le modèle MPF montre la nécessité d'utiliser des modèles distribués pour le calcul de la PMF ou de la crue de sécurité. En effet, les méthodes empiriques peuvent estimer un ordre de grandeur pour le débit de pointe de la crue, mais le modèle MPF permet de calculer d'autres paramètres avec précision, tels que le temps de concentration et l'évolution du débit dans le temps.

Enfin, le modèle hydrologique MPF permet aussi une bonne visualisation de l'écoulement d'eau en surface, en subsurface que de la fonte de la neige, ce qui facilite l'identification des zones inondées. Un autre avantage consiste en un calcul rapide et automatisé de plusieurs débits autour d'un lac et aussi dans la capacité de trouver l'exutoire automatiquement, sans intervention manuelle. La capacité d'accepter un champ vectoriel dynamique de vent comme entrée permet aussi une simulation plus réaliste des phénomènes naturels liés aux précipitations.

MPF est un modèle adapté pour estimer la PMF et la crue de sécurité sur des petits bassins versants de manière réaliste en utilisant une pluie de type PMP ou dix-millennale, mais il a aussi quelques limites comme la taille du bassin versant, qui doit être relativement petite. Cette limite provient de la résolution fine de la maille utilisée par le modèle MPF dans le calcul du débit. La durée des événements simulés est aussi limitée, à cause du temps de calcul nécessaire pour garder la résolution temporelle fine caractéristique au modèle MPF.

Le but final du modèle MPF étant d'estimer la PMF à partir de la PMP, certains paramètres comme l'évapotranspiration et la température n'ont pas été inclus dans les calculs de débit, car le modèle MPF utilise les cartes de PMP calculées par un modèle météorologique intégrant ces paramètres. Le transport des particules solides et de matériaux par des eaux en crue n'a pas non plus été considéré dans les calculs. Malgré ces limites, les résultats obtenus pendant les phases de calibration et validation du modèle révèlent une bonne corrélation entre les simulations et les événements observés pour plusieurs épisodes de crue et pour plusieurs bassins versants.

La validation de la structure de la pluie a été limitée à un seul cas de type supercellulaire, à cause du traitement nécessaire pour la préparation des données.

En conclusion, les résultats des débits correspondant à la crue de sécurité obtenus avec le modèle hydrologique MPF permettent d'assurer une sécurité maximale pour les évacuateurs de crues des barrages et de contribuer de manière plus générale à la protection contre les inondations, car elle tient compte de tous les phénomènes qui peuvent intervenir dans le cycle hydrologique.

Il convient de rappeler que le modèle MPF a été développé pour étudier en premier les pluies et les crues extrêmes pour les barrages alpins afin de dimensionner les évacuateurs de crue et d'éviter tout risque de débordement de ces barrages conformément à l'objectif principal du projet CRUEX. La plupart de ces barrages se situent dans la partie supérieure des bassins versants alpins couvrant des surfaces assez petites. De tels bassins versants sont davantage exposés à des crues provoquées par des pluies très intenses de courte durée (orages). Pour cette raison, cette thèse a mis l'accent sur la simulation fine de crues générée par de telles pluies pour des bassins versants recouvrant des surfaces relativement petites. Le modèle hydrologique MPF n'a pas été conçu pour reproduire des crues engendrées par des pluies extrêmes de plus longue durée dans de grands bassins versants alpins (comme par exemple Rhône en Valais). Il conviendra de le faire dans des recherches futures.

## 12.2. Perspectives

Comme travail futur, il sera nécessaire d'optimiser quelques étapes du travail dans le calcul du débit. Il s'agira notamment :

- d'automatiser la préparation des données mesurées (pluviométriques et débitométriques), nécessaire dans le cas de la calibration et de la validation du modèle MPF pour un autre bassin versant;
- d'optimiser le temps de calcul pour des bassins versants avec une surface supérieure à 200 km<sup>2</sup>;
- d'estimer automatiquement les paramètres du modèle à partir des événements observés pour un certain bassin versant;
- de spatialiser les paramètres de rugosité à l'échelle de la maille, d'englober les effets de la couverture végétale sur le débit, comme l'interception des précipitations et inclure l'évapotranspiration;
- de valider le modèle MPF pour d'autres bassins versants alpins, voire jurassiens;
- de combiner le modèle de distribution des précipitations du modèle MPF avec un autre modèle de routage;

Il s'agira également de distinguer de manière plus précise les précipitations tombant des nuages sous forme liquide (pluie) et celles sous forme solide neige, grésil, grêle). Pour cela, il

convient de recourir à un modèle physique capable de reproduire la formation et le grossissement des gouttes de pluie et des cristaux de glace dans des nuages réels à partir des équations de Caniaux (1993) à l'image de celui développé par Goulpié (2004).

Il conviendra aussi de calibrer et de valider le modèle hydrologique MPF pour la fonte de la neige sur la base d'un événement de crue provoquée par une fonte rapide de la neige. Pour cela, il est nécessaire de récolter des données de pluie, du débit et de l'épaisseur de neige pour les épisodes étudiés. Ceci devait être facilité avec la disponibilité de plus en plus grande des données offertes par MeteoSuisse, l'OFEV et le WSL.

Comme la majorité des bassins versants alpins contiennent un ou plusieurs glaciers, leurs effets sur les écoulements d'eau devraient être ajoutés dans le modèle MPF pour le calcul des crues. Cette partie concerne le calcul des écoulements d'eau sous le glacier, car ils influencent l'hydrogramme de crue en aval. L'influence des glaciers sur les crues doit être étudiée pour plusieurs bassins versants avec un glacier.

Il conviendrait également de développer le modèle hydrologique MPF pour reproduire des crues de courte et longue durée de la pluie dans de grands bassins versants alpins. Pour cela, le modèle hydrologique MPF nécessite une plus grande puissance de calcul ou une résolution horizontale plus grossière avec un pas de temps moins fin.

### 12.3. Applications pratiques possibles

Cette thèse comporte aussi bien des apports scientifiques que techniques. Au niveau scientifique, elle a contribué à améliorer les connaissances dans la modélisation des interactions complexes existant entre l'atmosphère, l'hydrosphère et la géosphère. Plus précisément, elle a permis d'améliorer la modélisation de la distribution de la pluie dans l'espace et dans le temps, ainsi que le routage d'eau pour des bassins alpins suisses, en tenant compte de l'infiltration, de l'exfiltration, de l'écoulement en surface et en subsurface ainsi que de la fonte de la neige, processus qui interviennent dans un cycle hydrologique.

Du point de vue technique, le développement de ce projet peut servir d'aide à la décision pour le dimensionnement des ouvrages de contrôle des débits de crue, des évacuateurs, ou de bassins de rétention et assurer ainsi une meilleure protection de la vie humaine. La sécurité structurale et fonctionnelle des barrages en Suisse doit être garantie en raison du danger potentiel créé par certains événements météorologiques exceptionnels. En particulier, les bassins d'accumulation d'aménagements hydroélectriques jouent un rôle prépondérant lors des crues importantes. L'effet de rétention permet d'éviter des inondations et de limiter les dégâts en aval. En conséquence, la capacité à résister au passage des crues extrêmes doit être assurée.

Les premiers utilisateurs de la méthode PMP– PMF développée dans cette thèse sont l'Office Fédéral de l'Énergie (OFEN), les services cantonaux et les bureaux chargés de la sécurité des grands barrages.

D'autres utilisateurs potentiels devraient être intéressés par cette méthode comme l'Office Fédéral de l'Environnement (OFEV), les chercheurs, les services cantonaux et les bureaux d'ingénieur travaillant sur les crues, leurs impacts et sur les autres dangers naturels.

---

## Bibliographie

---

- Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., Rasmussen, J. (1986). An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, **87**, n° 1-2, 45-59.
- Ambroise, B. (1999). La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant: Processus, Facteurs, Modèles. Edition HGA, Bucarest, 200.
- Ancey, C. (2012). *Note de cours : Risque hydrologique et aménagement du territoire*. École Polytechnique Fédérale de Lausanne, Suisse. 309.
- Anctil, F., Rousselle, J., Lauzon, N. (2005). *Hydrologie. Cheminements de l'eau*. École Polytechnique de Montréal, 317.
- Audouard, A., Hertig, J.A., Fallot, J.M. (2006). Modélisation des précipitations extrêmes en Suisse. *Actes du 19<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Epernay, 83-88.
- Balin, D., (2004). Hydrological behaviour through experimental and modelling approaches. Application to the haute-mentue catchment. Thèse de doctorat 3007, École Polytechnique Fédérale de Lausanne, 193.
- Bartha, I., Javgureanu, V. (1998). *Hydraulique*, vol.1, Editeur Technique, 296-297.
- Beckers, E., Degré, A., (2010). Revue bibliographique : la prise en compte des transferts horizontaux dans les modèles hydrologiques. *Biotechnology, Agronomy, Society and Environment (BASE)*, 2011, vol. **15** (11), 143-151.
- Beniston, M., Goyette, S., Stephenson, D.B., Christensen, O.B., Frei, C., Schöll, R., Halsnaes, K., Holt T., Palutikof, J., Jylhä, K., Koffi, B., Semmler, T., Woth, K., (2007). Future extreme events in Europe climate. An exploration of regional climate model projection. *Climatic Change*, vol. **81** (s.1), 71-95.
- Bergström, S., Hellström, S.S., Lindström, G., Wern, L. (2007). *Swedish Guidelines for Design Flood Determination for Dams*. Swedish Kraftnät and SveMins 2007, 42.
- Bérod, D., Devred, D., Laglaine, V. (1992). La problématique PMP/PMF: une méthode déterministe pour l'estimation de la crue extrême; avantages, inconvénients et possibilités d'amélioration. *International Symposium INTERPRAEVENT*, Berne, 129-139.
- Bérod, D. (1994). Contribution à l'estimation des crues rares à l'aide de méthodes déterministes. Apport de la description géomorphologique pour la simulation de processus d'écoulement. Thèse de doctorat 1319, École Polytechnique Fédérale de Lausanne, 191.
- Bérod, D., Devred, D., Laglaine, V., Chaix, O., Altinakar, M., Delley, P. (1994). *Calcul des crues extrêmes par des méthodes déterministes du type pluie maximale probable (PMP) / crue maximale probable (PMF)*. École Polytechnique Fédérale de Lausanne, Lausanne.

- Beven, K. J., Kirkby, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, vol. **24** (1), 43-69.
- Beven, K.J. (1989). Changing ideas in hydrology – the case of physically-based models. *Journal of Hydrology*, vol. **105** (1/2), 157-172.
- Boillat, J.-L., Schleiss A. (2002). Détermination de la crue extrême pour les retenues alpines par une approche PMP-PMF. *Wasser, Energie, Luft – eau, énergie, air*, **94**. Jahrgang, Heft 3/4, 107-116.
- Borrell, V., E. (2004). Vers une modélisation hydrologique adaptée à la prévision opérationnelle des crues éclair. Application à de petits bassins versants du sud de la France. Thèse de doctorat de l'Institut National Polytechnique de Toulouse, IMFT, 253.
- Bourqui, M. (2008). Impact de la variabilité spatiale des pluies sur les performances des modèles hydrologiques. ENGREF, Thèse de doctorat, 238.
- Bouvier, C., Fuentes, G., Dominguez, R. (1994). MERCEDES : un modèle hydrologique d'analyse et de prévision des crues en milieu hétérogène. Crues et Inondations. *Congrès de la SHF, 23<sup>ème</sup> journées de l'hydraulique*, Nîmes, 257-260.
- Bouvier, C., Delclaux, F. (1996). ATHYS: a hydrological environment for spatial modelling and coupling with GIS. Application of geographic information systems in hydrology and water resources management. *Proc. HydroGIS'96 conference*, Vienna, n° **235**, 19-27.
- Bras, R., Rodriguez-Iturbe, I. (1976). Rainfall generation: a nonstationary time-varying multidimensional model. *Water Resource Research*, vol. **12** (3), 450-454.
- Brater, E.F., King, H.W., Lindel, E.J., Wei, C.Y. (1996). *Handbook of Hydraulics*. Editor McGraw Hill. Professional, 7<sup>th</sup> edition, ISBD: 0070072477.
- Breña, J.A. (2007). On the sensitivity analysis of the PMF to the space-time distribution of a PMP: Analysis of the hydrological response of a catchment. Master Thesis. LCH-EPFL, Switzerland, 52 + annexes.
- Brutsaert, W. (1974). More on an approximate solution for nonlinear diffusion. *Water Resources Research*, vol. **10**, 1251-1252.
- Bureau of Reclamation (1987). *Design of small dams*. US Bureau of Reclamation, Washington, 816.
- Caniaux, G. (1993). *Paramétrisation de la phase glace dans un modèle non hydrostatique de nuage*. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier de Toulouse, France.
- Casas, C.M., Rodriguez, R., Nieto, R., Redano, A. (2008). The Estimation of Probable Maximum Precipitations. The case of Catalonia. *Climate Research. Ann. N.Y. Acad. Sci.* vol. **1146**, 291-302.
- Casas., C.M., Rodriguez, R., Prohom, M., Garzquez, A., Redano, A. (2010). Estimation of the probable maximum precipitation in Barcelona (Spain). *International Journal of Climatology*, vol. **31**, 1322–1327.
- Chocat, B., Thibault, S., Seguin, D. (1982). *Hydrologie urbaine et assainissement*. Tome 1. Cours polycopié de l'INSA de Lyon, 142.

- Chow, V.T. (1962). *Hydrologic determination of waterway areas for the design of drainage structures in small drainage basins*. Publisher: University of Illinois at Urbana Champaign, College of Engineering. Engineering Experiment Station. Bulletin n°. **462**, 104.
- Chow, V.T. (1964). *Handbook of applied hydrology*. McGraw-Hill Book Company. New York, NY. 1418.
- Chow, V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W. (1988). *Applied hydrology*. McGraw-Hill series in water resources and environmental engineering. New-York. 588.
- Clark, C., Rakhecha, P.R., Hill, C., Lane, S. (2002). Areal PMP distribution of one-day to three-day duration over India. *Meteorological Applications*. vol. **9**, 399-406.
- Cohen, T., García Hernández, J., Dubois, J., Boillat, J.-L. (2009). Influence of hydrological model complexity on the estimation of floods in an alpine catchment for PMP conditions. 3<sup>rd</sup> IAHR Congress *Water Engineering for a Sustainable Environment*, Vancouver, 1763-1770.
- Coustau, M. (2011). Contribution à la prévision des crues sur le bassin du Lez : modélisation de la relation pluie-débit en zone karstique et impact de l'assimilation de débits. Thèse de doctorat. Université de Montpellier II (SIBAGHE), 230.
- Crawford, N.H., Linsley, R.K. (1966). *Digital Simulation in Hydrology: Stanford Watershed Model IV*. Technical Report no. 39, Department of Civil Engineering, Stanford University, 210.
- Cunnane, C. (1989). *Statistical distributions for flood frequency analysis*. Issue 718 of World Meteorological Organisation (Series), vol. **33** of Operational hydrology report. Digitised: 8 may 2009 at University of California, 61.
- Dahl, J.M.L (2006). Supercells - *Their Dynamics and Prediction*. Doctoral thesis. Institute of Meteorology Department of Theoretical Meteorology. University of Berlin.
- Darcy, M. (1856). Les fontaines publiques de la ville de Dijon: exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau. Editeur Victor Dalmont, Paris, 647.
- Dauphin, S. (1998). Connaissance et contrôle du fonctionnement des stations d'épuration, intérêt limites des moyens météorologiques actuels. Application à la gestion hydraulique d'un décanteur secondaire. Strasbourg, France : Université Louis Pasteur.
- Delley, P. (1992). Sécurité des barrages vis-à-vis des crues, détermination de la crue de projet et problème des données, application des méthodes PMP/PMF (Projet CERS). INTERPRAEVENT, Berne.
- Deng, P., Li Zhijia, Xie Fan (2008). Application of TOPMODEL in Buliu River Basin and comparison with Xin'anjiang model. *Water Science and Engineering*, 1, no. **2**, 25-32.
- Desurogne, I., Oancéa, V., Oberlin, G., Toma, A., Hubert, P. (1993). Analyse comparative Agragee / PMP-PMF en estimation des rares et extrêmes. *Hydrologie Continentale*, vol. **8** (2), 93-102.
- Deved, D., Bérod, D, Laglaine, V., Stanculescu, B. (1991). *Application des méthodes PMP-PMF à des bassins versant alpins suisses*. Rencontre hydrologiques Franco-Roumaines, Paris, 279-287.

- Donigian, A.S., Imhoff, J. (2006). History and evolution of watershed modelling watershed. Derived from the Stanford Watershed model. In Singh, V.P., Frevert, D.K., eds., *Watershed Models*. Boca Raton: Taylor & Francis Group, 21-45.
- Dubois, J., Boillat, J.-L. (2000). *Routing System. Modélisation du routage de crues dans des systèmes hydrauliques à surface libre*. Communications du Laboratoire de constructions hydrauliques, n° 9. École Polytechnique Fédérale de Lausanne, Editeur: Prof. Dr. A. Schleiss.
- Dubois, J., Piroton, M. (2002). *Génération et transfert des crues extrêmes. Le logiciel Faitou*. Communications du Laboratoire de constructions hydrauliques, n° 10, École Polytechnique Fédérale de Lausanne, LCH-BOOK-2008-010.
- Dumas, A. (2006). Méthode de maximisation: estimation des crues maximales probable (CMP). *La Houille Blanche*, n°5, 74-79, France.
- Dumas, D. (2010). *L'épisode supercellulaire du 11 mai 2009*. Rapport : Observatoire Français des Tornades et des Orages Violents, 29p.
- Dunne, T., Black, R.D. (1970). Partial Area Contributions to Storm Runoff in a Small New England Watershed. *Water Resources Research*, vol. 6, 1296-1311.
- Džubáková, K. (2010). Rainfall-Runoff modelling its development, classification and possible applications. *Acta Geographica Universitatis Comenianae*, vol. 54 (2), 173-181.
- Edijatno, M.C., Michel, C. (1989). Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille Blanche*, vol. 2, 113-121.
- Fréchet, M. (1927). Sur la loi de probabilité de l'écart maximum. *Ann. Soc. Polon. Math.*, vol. 6, 93.
- Fallot, J.M. (2000). Évolution du nombre de jours avec des précipitations abondantes en Suisse durant le 20<sup>ème</sup> siècle. *Publication de l'Association Internationale de Climatologie*, vol. 13, 100-109.
- Fallot, J.M. Hertig, J.A. (2008). Détermination des vents extrêmes à l'aide d'analyses statistiques et de modélisations numériques dans une topographie accidentée en Suisse. *Bulletin Société de Géographie de Liège*, vol. 51, 31-47.
- Fallot, J.M., Hertig, J.A. (2009). Détermination des précipitations extrêmes en Suisse à l'aide d'analyses statistiques. *Geographia Technica – Numéro spécial*, Cluj, Roumanie, 163-168.
- Fallot, J.M. (2009). *Climatologie I*. Polycopié, Université de Lausanne, Institut de Géographie, 154.
- Fallot, J.M. (2010). Évaluation de l'intensité moyenne et de fréquence des précipitations en Suisse de 1900 à 2009. *Actes du 23<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie* à Rennes, France, 215-220.
- Fallot, J.M. (2011). Efficacité des analyses de Gumbel pour déterminer les précipitations journalières extrêmes en Suisse. *Actes du 24<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie* à Rovereto, Italie, 243-248.
- Fallot, J.M., Hertig, J.A., Receanu, R.G. (2011). *Détermination des sites éoliens les plus favorables dans la région de Sargans (SG)*. Rapport destiné à GreenWatt SA., 37.

- Fallot, J.M., Hertig, J.A., Receanu, R.G. (2012). Détermination des vitesses moyennes et du potentiel éolien au Schwyberg (FR) à partir de mesures in situ réalisées durant 4 mois en 2007 et de modélisations des vents à une échelle régionale et locale. Rapport destiné à GreenWatt SA., 124.
- Fallot, J.-M., Hertig, J.A. (2013 à paraître). Détermination des précipitations extrêmes en Suisse à l'aide d'analyses statistiques et augmentation des valeurs extrêmes durant le 20<sup>ème</sup> siècle. *Mémoire de la Société vaudoise des Sciences naturelles* vol. **25**, 13-24.
- Frei, C., Davies, H.C., Gurtz, J., Schär, C. (2000). Climate dynamics and extreme precipitation and flood events in Central Europe. *Integrated Assessment*, vol. **1**, no 4, 281–299.
- Fondevilla, W. (2013). *Les facteurs climatiques et les types de climats. Section sur les orages*. <http://la.climatologie.free.fr/orage/orage.htm> (consulté le 19.03.2013)
- Fortin, J.P., Moussa, R., Bocquillon C., Villeneuve, J.P. (1995). Hydrotel, a distributed hydrological model compatible with remote sensing and geographical information systems [Hydrotel, un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographique]. *Revue des Sciences de l'Eau*, vol. **8** (1), 97-124.
- Fouchier, C. (2010). *Développement d'une méthodologie pour la connaissance régionale des crues*. Thèse de Doctorat. Université Montpellier II, Sciences et Techniques du Languedoc, 266.
- García, Hernández, J., Jordan, F., Dubois, J., Boillat, J.-L., Schleiss, A. (2007). *Routing System II—Modélisation d'écoulements dans des systèmes hydrauliques*, LCH, n°32. Communication Laboratoire de constructions hydrauliques, Ed. Prof. Dr. A. Schleiss, École Polytechnique Fédérale de Lausanne.
- Green, W.H., Ampt, C.A. (1911). Studies on soil physics. Part I. The flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science*, vol. **4**, 1-24.
- Gray, D. M., Wigham, J. (1972). Manuel des principes d'hydrologie. Chapitre VIII. Précipitations à l'origine des débits de pointe. Université de la Saskatchewan, Saskatoon, Canada, 27.
- Goulpié, P. (2004). *Maximisation numérique et mesures acoustiques des précipitations*. Thèse de doctorat. École Polytechnique Fédérale de Lausanne, 337.
- Gumbel, E.J. (1958). *Statistics of extremes*. Columbia University press, 375.
- Gutierrez Lopez, M.A. (2003). Modélisation statistique des régimes pluviométriques à l'échelle régionale pour la prévision des crues au Nord Mexico. Thèse de doctorat, Grenoble.
- Haiden, T. (1991). *A deterministic approach to the determination of orographic PMP*. Institute of Meteorology and Geophysics, University of Vienna, Austria.
- Haiden, T., Kerschbaum, M., Kahlig, P., Nobilis, F. (1992). A refined model of the influence of orography on the mesoscale distribution of extreme precipitation. *Hydrol. Sci. J.*, **37** (5), 417-427.
- Hershfield, D.M. (1961). Estimating the probable maximum precipitation, Journal of Hydraulics Division: *Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, vol. **87**, 99-106.

- Hertig, J.A. (1997). *Possibilités et limitation de la méthode PMP-PMF: une expérience suisse*. Communication 5, École Polytechnique Fédérale de Lausanne, Suisse, 21-41.
- Hertig, J.A. (2003). Some indirect scientific paternity of Alan G. Davenport. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, n° 91, 1329-1347.
- Hertig, J.A., Audouard A., Plancherel, A. (2005). *Carte des précipitations extrêmes pour la Suisse (PMP 2005)*. Rapport EFLUM-EPFL destiné à l'Office des Eaux et de la Géologie (OFEG), Lausanne, décembre 2005, 43 + annexes.
- Hertig, J.A., Fallot, J.M., Breña, A. (2008). Projet CRUEX. Directive Crues de l'OFEN. Établissement des cartes des précipitations extrêmes pour la Suisse. Méthode d'utilisation des cartes de PMP pour l'obtention de la PMF. Rapport destiné à l'Office Fédéral de l'Énergie (OFEN), 17.
- Hertig, J.A., Fallot, J.M. (2009). Validation et utilisation des cartes de PMP pour l'obtention de la PMF. Projet CRUEX : Directives crues de l'OFEN. Rapport à l'attention de M. Georges Darbre, Suisse, 47.
- Horton, R. E. (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. *American Geophysical Union*, vol. 14, 446-460.
- Hursh, C.R. (1936). Storm-Water and absorption. *American Geophysical Union*, vol. 17, 301-302.
- IPCC, (2001). *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Working Group I: The Scientific Basis. Published for the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 83.
- IPCC, (2007). *Climate Change 2007: The physical science basis*. Working Group I Contribution to the fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press, Cambridge, UK, 996.
- Indarto, K. (2002). Découpage spatiaux et conséquences sur le bilan hydrologique. Application au bassin de l'Orb à travers une démarche de modélisation hydrologique distribuée. Thèse ENGREF Montpellier, 258.
- Jenson, S.K., Domingue, J.O., (1988). Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogramm. Eng. Remote Sens.*, vol. 54 (11), 1593-1600
- Jinno, K., Kawamura, A., Berndtsson, R., Larson, M., Niemczynowicz, J. (1993). Real-time rainfall prediction at small space-time scales using a two-dimensional stochastic advection-diffusion model. *Water Resources Research*, vol. 29 (5), 1489-1504.
- Joos, B., Darakhani, J., Mouvet, L., Mehinrad, A. (2005). An integrated probabilistic approach for determining the effects of extreme hydrological events on a flood evacuation system. 73<sup>rd</sup>, Annual Meeting og ICOLD. Teheran, Iran. n° 147 (S2).
- Kawamura, A., Jinno, K., Berndtsson, R., Furukawa, T. (1997). Real-time tracking of convective rainfall properties using a two-dimensional advection-diffusion model. *Journal of Hydrology*, vol. 203, 109-118.
- Kessler, E. (1969). On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. *American Meteorological Society*. Issue 32, vol. 10, 84.
- Kölla, E. (1986). Zur Abschätzung von Hochwassern in Fließgewässern an Stellen ohne Direktmessungen. Mitteilung Nr. 87 *Der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) der ETH, Zürich*.

- Kölla, E. (1987). Abschätzung von Spitzenabflüssen in kleinen natürlichen Einzugsgebieten der Schweiz. *Schweizer Ingenieur und Architekt*. Nr. **33-34**, 965-972.
- Knightley, P. (2012). *On the occurrence of Low-topped Supercells across the British Isles*. Disponible sur : [http://www.torro.org.uk/TORRO/LT\\_super\\_cells\\_slide\\_show/2005\\_EMS\\_Knightley\\_L-T\\_Supercells.html](http://www.torro.org.uk/TORRO/LT_super_cells_slide_show/2005_EMS_Knightley_L-T_Supercells.html), (consulté le 01.04. 2012).
- Kostiakov, A.N. (1932). On the dynamics of the coefficients of water percolation in soils and on the necessity of studying it from a dynamic point of view for purpose of amelioration. *Transactions of the 6<sup>th</sup> Communication of the Int. Society of Soil Sciences*, Part A, 17-21.
- Koutsoyiannis, D., (2004). Statistics of extremes and estimation of extreme rainfall: II. Empirical investigation of long rainfall records. *Hydrological Sciences Journal*, Version of record first published: 15 Dec 2009, vol. **49** (4), 590-610
- Kürsteiner, L. (1917). *Das neue Elektrizitätswerk der Stadt Chur*. In: Schweiz. Bauzeitung, 1, 4-8, Zürich.
- Laborde, J.P. (2007). *Cours: Éléments d'hydrologie de surface*. École Polytechnique de l'Université de Nice. Sophie-Antipolis, France, 215.
- Legates, D.R., Mac Cabe, G.J.Jr. (1999). Evaluating the use of " goodness-of-fit " measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research*, vol. **35** (1), 233-241.
- Linsley, R.K. (1982). *Rainfall-runoff models – An overview*. In Proc. Int. Symp. On Rainfall-Runoff Relationship (ed. V.P. Singh), Mississippi.
- Livada, I., Charalambus, G., Assimakopoulos, M.N. (2008). Spatial and temporal study of precipitation characteristics over Greece. *Theoretical and Applied Climatology*, vol. **93**, 45-55.
- Luyckx, G., Willems, P., Berlamont, J. (1998). Influence of the spatial variability of rainfall on sewer system design. In : Wheater, H., Kirby, C. (eds.). *Hydrology in a Changing Environment, Weather*, vol. **3**, Wiley, Chichester, 339-349.
- Mayne, J.R., Cook, N.J. (1978). On design procedures for wind loading. *Building Research Establishment*, vol. **25-78**, 26.
- Malarder, S. (2005). *Fondamentaux de Météorologie à l'école du temps*. CÉPADUÈS, Toulouse, 720.
- Manning, R. (1895). *On the flow of water in open channels and pipes - Supplement to a paper read on the 4<sup>th</sup> December 1889*. Published in the Transactions, 1891, vol. XX, 161. (consulté le 20 octobre 2012 <http://jlbkpro.free.fr/shduhdfromatoz/manning.pdf>).
- McCuen, R.H., Knight, Z., Cutter, A.G. (2006). Evaluation of the Nash-Sutcliffe Efficiency Index, *Journal of Hydrologic Engineering*, vol. **11** (6), 597-602.
- McNeely Engineering (1982). Design manual for open channel drainage in the Ottawa St. Lawrence lowlands.
- Michel, C. (1989). *Hydrologie appliquée aux petits bassins ruraux*. CEMAGREF, Division hydrologie, hydraulique fluviale et souterrain, Antony, 528.
- Mishra, S.K., Singh, V.P. (2003). *Soil Conservation Service Curve Number (SCS-CN) Methodology*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers. 480.

- Moore, R.J. (2007). The PDM rainfall-runoff model. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. **11** (1), 483-499.
- Moriasi, D.N., Arnold, J.G., Van Liew, M.W., Bingner, R.L., Harmel, R.D., Veith, T.L. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, vol. **50** (3), 885-900.
- Montas, H.J., Enright P.G., Madramootoo, C. (1990). *Évaluation des débits de pointe pour les petits bassins versants du Québec*. Agdex 750, Ministère de l'Agriculture, des Pêcheries et de l'Alimentation du Québec, service du génie.
- Montavon, C., Alexandrou, C. Hertig, J.A. (1995). Simulation of extreme precipitation events in the Swiss Alps. *Proceed. Symp. Research and developments in the field of dams*. Crans-Montana, Switzerland.
- Montavon, C. (1997). *Estimation des précipitations orographiques maximales probables par modélisation numérique*. In Communication no.5, Laboratoire des Constructions Hydrauliques, EPFL Lausanne.
- Montavon, C. (1998a). *Simulation of atmospheric flows over complex terrain for wind power potential assessment*. Thèse n°1855, École Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL), 153p + annexes.
- Montavon, C. (1998b). Validation of a non-hydrostatic numerical model to simulate stratified wind fields over complex topography. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, vol. **74-76**, 273-282.
- Müller, R. (1943). *Theoretische Grundlagen der Fluss- und Wildbachverbauung*. Mitteilung Nr. 4 der Versuchsanstalt für Wasserbau der ETH. Zürich.
- Musy, A. (2005). *Hydrologie Générale*. Polycopié, École Polytechnique Fédérale de Lausanne.
- Musy, A., Higy, C. (1991). *Hydrologie 1. Une science de la nature*. Presse Polytechnique et Universitaires Romandes (PPUR), Lausanne, 314.
- Musy, A., Soutter M. (1991). *Physique du sol*. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne, 340.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles, *Journal of Hydrology*, vol. **10** (3), 282-290.
- Niemczynowicz, J. (1984). An investigation of the areal and dynamic properties of short-term rainfall and its influence on runoff generating processes, ep. 1005, 215 pp., *Dep. of Water Resour. Eng.*, Lund Inst. of Sci. and Technol., Univ. of Lund, Lund, Sweden.
- O'Callaghan, J.F., Mark, D.M., (1984). The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Comput. Vision Graphics Image Process.*, vol. **28**, 328-344.
- OFEN/OFEG, (2002), Office fédéral des eaux et de la géologie. Sécurité des ouvrages d'accumulation. Directives de l'OFEG, Berne. Aujourd'hui l'Office fédéral de l'énergie (OFEN).
- OFEN/OFEG, (2003a). *Office fédéral des eaux et de la géologie. Évaluation des crues dans les bassins versants de Suisse. Guide pratique*, No., **4**, Berne. Aujourd'hui une partie de l'OFEG appartient à l'Office fédéral de l'environnement (OFEV) et une partie à l'Office fédéral de l'énergie.
- OFEG, (2003b). Office fédéral des eaux et de la géologie. Histoire de la protection contre les crues en Suisse. Rapports de l'OFEG, Série Eaux, Serie Acque n° **5**, Berne.

- OFEN, (2008). Office fédéral de l'énergie. Sécurité des ouvrages d'accumulation. Documentation de base relative à la vérification de la sécurité en cas de crue. Berne.
- Ogunkopa, O., Jenkins, A. (1993). Analysis of storm hydrograph and flow pathways using a three-component hydrograph separation mode. *Journal of Hydrology*, vol. **142** (1-4), 71-88.
- Panthou, G., Obled, C (2010). Le facteur de fonte dans les modèles degrés-jours: évolution et interprétation selon le type de temps. *Société Hydrotechnique de France*, Commission Nivologie-Glaciologie, Grenoble, 6.
- Payraudeau, S. (2002). *Modélisation distribuée des flux d'azote sur des petits bassins versants méditerranéens*. Thèse : Sciences de l'Eau, UMP Structures et Systèmes Spatiaux CEMAGREF-ENGREF, Engref de Montpellier, 436.
- Philip, J.R. (1957). The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Journal : Soil Science*, vol. **83** (5), 345-358.
- Pérez, R., Hertig, J.A (1998). *Projet CRUEX. Détermination d'une carte PMP orographique pour la région de l'Oberalpass*. Rapport destiné à l'Office fédéral de l'économie de l'eau. Lausanne.
- Perrin, C. (2000). Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. Thèse de doctorat, INPG / CEMAGREF, 31-42.
- Poinsotte, P., Cavazza, S. (2003). Rapports entre pluie extrêmes observée et pluie maximale probable. Application à un cas réel : Versilia 1996. *Publication de l'Association Internationale de Climatologie*, vol. **15**, 333-340.
- Quinn, P., Beven, K., Chevallier, P., Planchon, O. (1991). The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modeling using Digital Terrain Models. *Hydrological Processes*, vol. **5**, 59-80.
- Receanu, R-G., Hertig, J-A., Fallot, J-M. (2009). Modélisation spatiale et temporelle des précipitations pour l'estimation des crues extrêmes dans les Alpes. *Actes du 22<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*. Cluj, Roumanie, 383-389.
- Receanu, R-G., Hertig J-A., Fallot J-M. (2010). A methodology for the adaptation of a PMP at the determination of a PMF. *Scientific Bulletin of the «Politehnica» University of Timisoara*, Romania, Transactions on Hydrotechnics, Tom **55** (69), Fascicola 1, 41-49.
- Receanu, R-G., Hertig, J-A., Fallot, J-M. (2010). L'effet de la PMP et de la fonte des neiges sur la PMF dans un bassin versant alpins Suisse. *Actes du 23<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*. Rennes, France, 499-504.
- Receanu, R-G., Hertig, J-A., Fallot, J-M. (2011). Estimation des crues extrêmes dans les Alpes suisses à l'aide d'un modèle hydrologique distribué. *Actes du 24<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Rovereto, Italie, 501-506.
- Receanu, R-G., Hertig, J-A., Fallot, J-M. (2012). Détermination des crues extrêmes dans les bassins alpins Suisses par la méthode PMP-PMF. *Société Hydrotechnique de France (SHF)*, Paris, France, 8.
- Receanu, R-G., Hertig, J-A., Fallot, J-M. (2012). The estimation of PMP and PMF on Alpine basins in Switzerland. Publication in the proceedings book of *Air and Water - Components of the Environment*. BDI index in DOAJ (ISSN: 2067-743X). <http://www.doaj.org/doaj?func=abstract&id=1044593>, 212-219.

- Receanu, R-G., Hertig, J-A., Fallot, J-M. (2013 à paraître). Modélisation hydrologique des précipitations et des crues extrêmes dans les bassins versants alpin. *Mémoire de la Société vaudoise des Sciences naturelles*, vol. **25**, 25-44.
- Refsgaard, J.C., Storm, B. (1995). MIKE SHE, in Computer Models of Watershed Hydrology, Singh, V.P., Ed., *Water Resources Publications*, Colorado, USA, 809-846.
- Refsgaard, J.C., Storm, B. (1996). Construction, calibration and validation of hydrological models. *Distributed Hydrological Modelling* (eds. M.B. Abbott and J.C. Refsgaard), Kluwer Academic Publishers, 41-54.
- Rickli, C., Forster, F. (1997). Einfluss verschiedener Standortseigenschaften auf die Schätzung von Hochwasserabflüssen in kleinen Einzugsgebieten. *Schweiz. Zeitschr. Forstwesen*, 148 Jg., Nr.5, 367-385.
- Ryhming, L. (1991). *Dynamique des fluides*. Deuxième édition revue et augmentée. PPUR-étudiants, Lausanne, 462.
- Schiariti, P.E. CSEC. "Basic Hydrology". U.S. Mercer County Soil Conservation District (MCSCD), (consulté le 15.10.2012).
- Schleiss, A., Pougatsch, H. (2011). *Les barrages du projet à la mise en service*. Traité de Génie Civil de l'Ecole polytechnique fédérale de Lausanne, vol. **17**, 179-186.
- Schulla, J., Jasper, K. (2000). *Model Description WaSiM-ETH*, ETH Zürich, 1-167.
- Schwanghart, W. (2007). *Multiple flowdirection and flowaccumulation algorithm that routes through flat terrain*. Mathworks. (<http://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/14504-flow-accumulation-upslope-area/content/ixneighbors.m>).
- Sharma, K.D., Sorooshian, S., Wheater, H. (eds). (2008). *Hydrological Modelling in Arid and Semi-arid Area*. New York: Cambridge University Press, 223.
- Smith, J.A., Bradley, A.A., Baeck, M.L. (1994). The space-time structure of extreme rainfall patterns in the Southern Plains. *Journal of Applied Meteorology*, vol. **33**, 1402-1417.
- Singh, V.P. (1995). Watershed modeling. IN.VP Singh (Editor), *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resource Publication, Highland Ranch, Colorado, USA.
- Singh, V.P., Frevert, D.K. (eds.) (2006). *Watershed Models*. Boca Raton: Taylor & Francis Group. Printed in the United States of America, 42.
- Sivapalan, M., Wood, E.F. (1987). A Multidimensional Model of Nonstationary Space-Time Rainfall at the Catchment Scale, 1289-1299. *In Water Resources Research* 23 (7), 1289-1299.
- Stallings, E.A., Asce, M., Cudworth, A.G., Hansen, E.M., Styner, W.A. (1986). Evolution of PMP Cooperative Studies. *Journal of Water Resources Planning and Management*, vol. **112** (4), 516-526.
- Tarboton, D. G. (1989). *The analysis of river basins and channel networks using digital terrain data*. Thesis (Sc. D.)-Massachusetts Institute of Technology, Dept. of Civil Engineering, Issue Date 1990, Cambridge, 210-220.
- Todini, E. (2007). Hydrological catchment modelling: past present and future. *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. **11** (1), 468-482.

- Trömel, S., Schönwiese, C.D. (2007). Probability change of extreme precipitation observed from 1901 to 2000 in Germany. *Theoretical and Applied Climatology*, vol. **87**, 29–39.
- Vancoppenolle, M. (2008). *Modelling the mass balance and salinity of Arctic and Antarctic sea ice*. Presses Universitaires de Louvain, Belgique, 220.
- Vijay, P., Singh, V. P., Frevert, D. K. (2002). Mathematical Models of Large Watershed Hydrology [s.l.]. *Water Resources Publications*, 914.
- Vogt, S. (2001). *Zur Abschätzung von Hochwasser in kleinen Wildbacheinzugsgebieten*. Diplomarbeit, Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft/Institut für Klimaforschung der ETH. Zürich.
- Vogt, S., Forster F., Hegg, Ch. (2002). *A method for the estimation of flood hydrographs in small torrential catchments*. Bericht (voraussichtlich 1-20) der KHR: Proceedings of the conference on Flood Estimation, Bern. Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes (KHR).
- Wang, B., Jawed, K., (1986). Transformation of PMP to PMF: case studies. *Journal of Hydraulic Engineering*, vol. **112** (7), 547–561.
- Waymire, E., Gupta, V. (1981). The mathematical structure of rainfall representations; 1. A review of the stochastic rainfall model. *Water Resources Research*, vol. **17** (5), 1261–1272.
- Weingartner, R. (1999). Regionalhydrologische Analyse – Grundlagen und Anwendungen. *Beiträge zur Hydrologie der Schweiz*, Nr. **37**. Bern.
- Wendling, J. (1992). Modélisation pluie/débit en zone méditerranéenne: comparaison d’approches globales/distribuées, conceptuelles/physico-déterministes. Influence de la variabilité spatiale des pluies (application au bassin versant du real collobrier). Institut national polytechnique de Grenoble, Grenoble, 250.
- Willems, P., Berlsmont, J. (1998). Stochastic modelling of spatial rain cells. In: Wheeler, H., Kirby, C. (Eds.). *Hydrology in a Changing Environment*, John Wiley and Sons Chichester, vol. **III**, 307–318.
- Willems, P. (2001). A spatial rainfall generator for small spatial scales. *Journal of Hydrology*, vol. **252**, 126–144.
- World Meteorological Organisation (1986). *Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation*. 2<sup>nd</sup> edition, Operational Hydrology Report No. 1, WMO No. 332, Geneva, Switzerland.
- World Meteorological Organisation (2009). Manual on estimation of Probable Maximum Precipitation (PMP). WMO No. 1045, Geneva, Switzerland.
- Zeller, J., Geiger, H. and Roethlisberger, G. (1980). *Starkniederschläge des schweizerischen Alpen- und Alpenrand-gebiet*. Institut fédéral pour l’étude des forêts, de la neige et du paysage (WSL), Birmensdorf.

Liste de page internet consulté :

- AEAI, (2011). Article sur les intempéries et les inondations en Suisse pour les années 2001 à 2010 selon les statistiques de l'Association des Établissements cantonaux d'Assurance publié en 2011. <http://www.vkf.ch/VKF/Services/Naturgefahrenberatung/Zentrum-Naturgefahren.aspx?lang=fr-CH>, (consulté en 2012).
- Article sur les Supercellules du Nord du Mexique, (2012). <http://www.spc.noaa.gov/publications/edwards/delburro.pdf>, (consulté en 2012).
- Atlas hydrologique de la Suisse, (2012). [http://hades.unibe.ch/hades\\_f/index.htm](http://hades.unibe.ch/hades_f/index.htm), (consulté en 2012).
- Belgorage, (2012). Présentation sur les généralités des orages. <http://www.belgorage.com/dossier-pedagogie-generalites-orages-18.php>, (consulté en mai 2012).
- Études générales sur la météorologie. Météorologie élémentaire, projet LUXORION, (2012) <http://www.astrosurf.com/luxorion/index.htm>, (consulté en 2012).
- Hydrologie Engineering Center (1998) - USACE US Army Corps of Engineers. <http://www.hec.usace.army.mil/>, (consulté en 2012).
- La climatologie, (2012). Article sur la description des orages, <http://la.climatologie.free.fr/orage/orage.htm#orage1>, (consulté le 12.05.2012).
- KERAUNOS, (2012). Observation Français des Tornades et des orages Violents. Connaissances Theoriques - Synthèse générale du site. <http://www.keraunos.org/info-supercellule-mesocyclone-orage-supercellulaire.htm>, (consulté le 6 septembre 2012).
- Manifold, (2012). Présentation sur le logiciel Manifold. Disponible sur : <http://www.manifold.net/info/products.shtml>, (consulté en 2012).
- MétéoBell, (2012). Synthèse générale: classement – orages supercellulaires [http://www.meteobell.com/\\_\\_class\\_orage\\_super.php](http://www.meteobell.com/__class_orage_super.php), (consulté le 2 mai 2012).
- NASA, (2012). ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer). <http://asterweb.jpl.nasa.gov/>, (consulté le 4 décembre 2012).
- NRCS, (1986). U.S. Natural Resources Conservation Service Urban Hydrology for Small Watersheds; Technical Release 55 (TR-55) U.S. Department of Agriculture (USDA) Washington, DC, USA 1986. Disponible sur: <http://www.cpsc.org/reference/tr55.pdf>.
- OFEV, (2012). Office fédéral de l'environnement. <http://www.bafu.admin.ch/index.html?lang=fr>, (consulté le 2.04.2012).
- Présentation DHI, (2012). Logiciel MIKE, MIKE SHE, <http://www.dhi.fr/Logiciels.aspx>, (consulté en 2012).
- SCGC, (2012). Storm Chaser's Guide to the Clouds. <http://www.sky-chaser.com/schcloud.htm>, (consulté en juin 2012).
- SCS, (1986). Soil Conservation Service. <http://www.lmnoeng.com/Hydrology/hydrology.htm>, (consulté en décembre 2012).
- SLF, (2011). Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft WSL (Institut fédéral de recherches sur la forêt, la neige et le paysage). [http://www.slf.ch/lawineninfo/schneeinfo/hstop/index\\_FR](http://www.slf.ch/lawineninfo/schneeinfo/hstop/index_FR), (consulté en 2011).

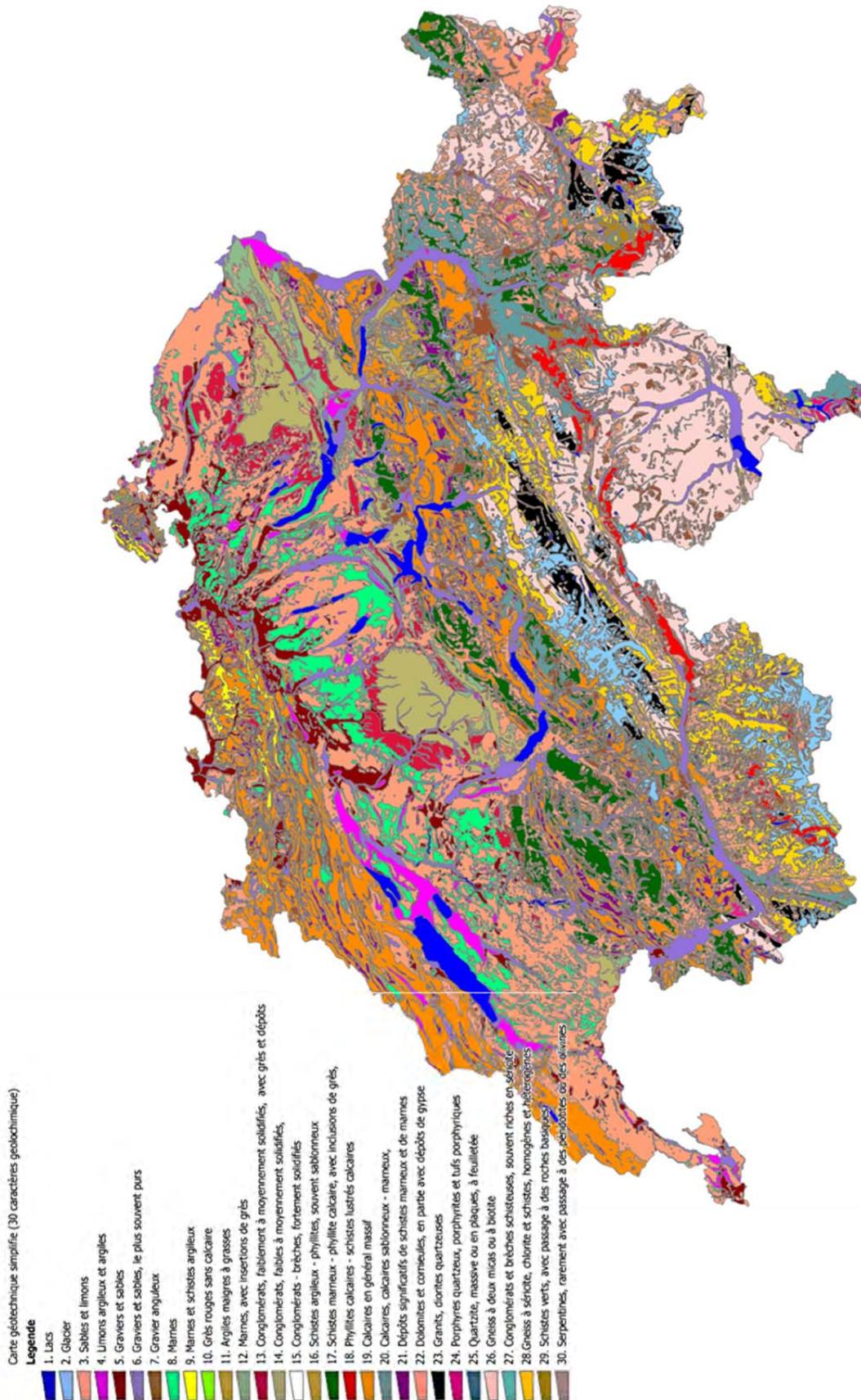
- Swissdams, (2012). Présentation des barrages Suisses.  
<http://www.swissdams.ch/Dams/damForm/default.asp>, (consulté le 15.04. 2012).
- Swisstopo, (2012). Office fédéral de topographie.  
<http://www.geologieviewer.ch/ga.php?lang=fr>, (consulté en 2012).
- WW2010, (2012). Single Cell Thunderstorms. University of Illinois.  
[http://ww2010.atmos.uiuc.edu/\(Gh\)/guides/mtr/svr/type/sngl/ovr.rxml](http://ww2010.atmos.uiuc.edu/(Gh)/guides/mtr/svr/type/sngl/ovr.rxml), (consulté le 3 septembre 2012).



## Annexes



# Annexe A. Carte géotechnique simplifiée de la Suisse



Source: Office fédéral de topographie swisstopo, modifié Receanu, 2013



## A.1. Liste des types de lithologie

ITEM/ Classes GT_ID	Brève description Code des unités géotechniques
1	Lacs
2	Glaciers
3	Sables et limons (silt), le plus souvent argileux (glaise), en partie calcaires (loess), souvent avec des galets (moraine de fond) ou des graviers, fins à grossiers, mélangés à du sable, du limon ou de l'argile (moraines de surface)
4	Limons argileux et argiles, parfois avec des inclusions de sables ou de graviers (limons lacustres, limons d'épandage, limons de pente)
5	Graviers et sables, le plus souvent purs ou limoneux, parfois un peu cimentés (cailloutis de l'époque glaciaire)
6	Graviers et sables, le plus souvent purs, parfois avec couvertures ou inclusions argilo-limoneuses, ainsi que dépôts de charriage étendus (actuels dépôts des cours d'eau)
7	Surfaces plus grandes de gravier anguleux souvent de la grosseur de blocs (matériaux tombés de la montagne, éboulis de pente)
8	Marnes, avec insertions de grès faiblement solidifiées, en partie prépondérantes et séparées par des conglomérats ou des grès coquilliers
9	Marnes et schistes argileux, avec des bancs de calcaire, dolomite et de grès, par endroit avec dépôts de gypse et d'anhydrite
10	Grès rouges sans calcaire – schistes argileux sablonneux
11	Argiles maigres à grasses, ferreuses, principalement sans calcaire, souvent avec minerais de fer pisolitique et différents sables vitrifiables
12	Marnes, avec insertions de grès moyennement solidifiés en partie prépondérantes et séparées par des conglomérats
13	Conglomérats, faiblement à moyennement solidifiés, avec grès et dépôts marneux nombreux à prépondérants
14	Conglomérats, faibles à moyennement solidifiés, constamment accompagnés de grès et de dépôts marneux
15	Conglomérats – brèches, fortement solidifiés, avec différentes teneurs en arkose et en grès, en partie avec des phyllites sablonneuses et roches volcaniques
16	Schistes argileux – phyllites, souvent sablonneux, avec inclusions de grès et de brèches – conglomérats
17	Schistes marneux – phyllite calcaire, avec inclusions de grès, en partie prépondérantes
18	Phyllites calcaires – schistes lustrés calcaires, fréquemment avec inclusions de marbres, dolomites, quartzites, phyllites peu calcaires et schistes verts
19	Calcaires en général massif, fréquemment avec dépôts marneux intercalaires en partie à graviers calcaires et à grès verts
20	Calcaires, calcaires sablonneux – marneux, schisteux avec dépôt de schistes marneux et de phyllites calcaires, en partie avec des silex et dolomites, rarement avec des structures de brèches ou de conglomérats
21	Dépôts significatifs de schistes marneux et de marnes
22	Dolomites et cornieules, en partie avec dépôts de gypse
23	Granites, diorites quartzieuses, syénites quartzieuses et diorites, le plus souvent homogènes
24	Porphyres quartzeux, porphyrites et tufs porphyriques, massifs à légèrement feuilletés
25	Quartzite, massive ou en plaques, à feuilletée
26	Gneiss à deux micas ou à biotite, fréquemment avec beaucoup de feldspaths, en partie avec amphibolite et gneiss à hornblende
27	Conglomérats et brèches schisteuses, souvent riches en séricite
28	Gneiss à séricite, chlorite et schistes, homogènes et hétérogènes
29	Schistes verts, avec passage à des roches basiques
30	Serpentines, rarement avec passage à des péridotites ou des olivines

## A.2. Valeurs indicatives de la capacité initiale et finale d'infiltration en fonction du type de lithologie

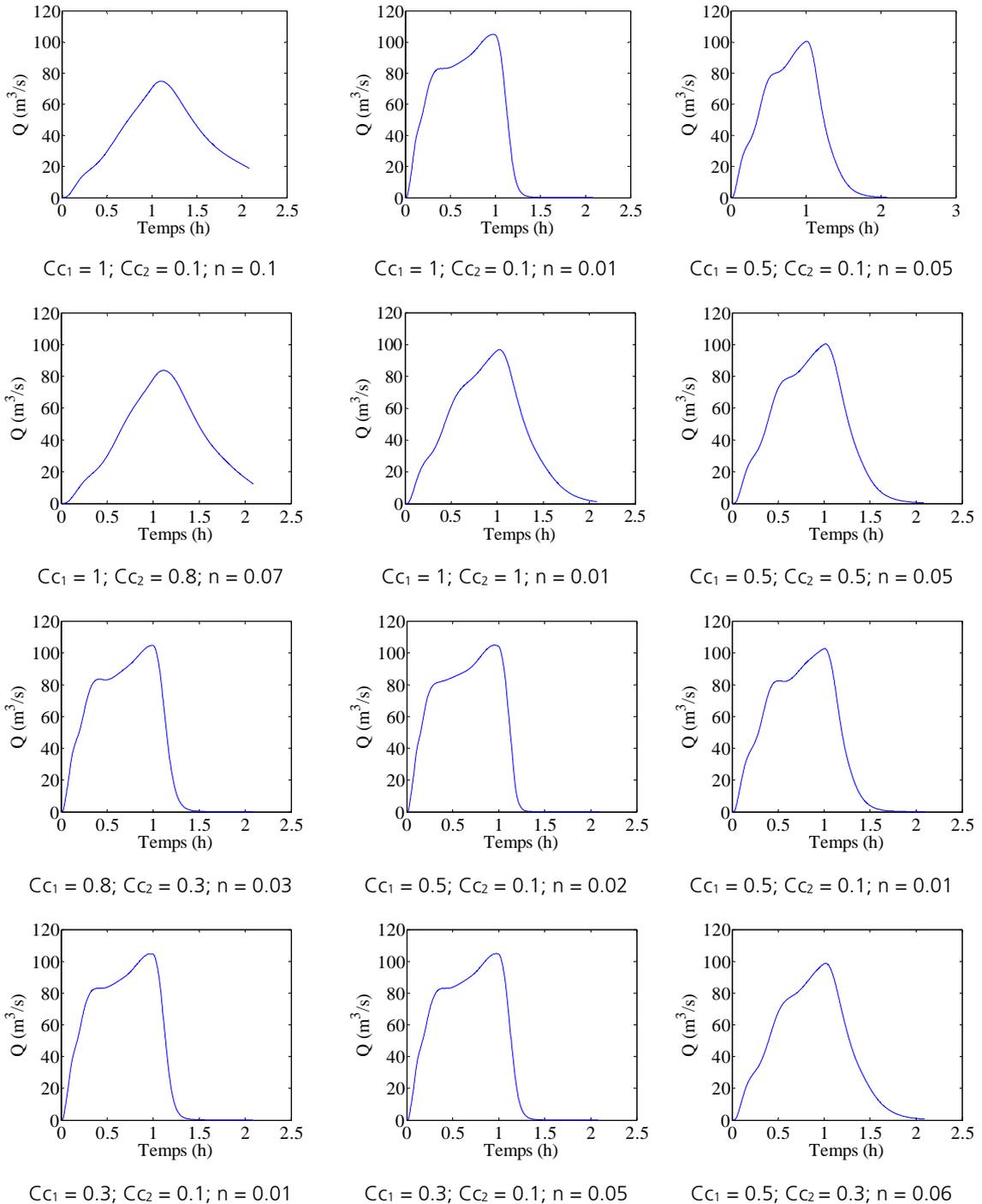
	Type de sol	i <sub>o</sub>			i <sub>r</sub>			Gamma		
		min (mm/h)	max (mm/h)	moy (m/h)	min (mm/h)	max (mm/h)	moy (m/h)	min (h <sup>-1</sup> )	max (h <sup>-1</sup> )	moy (h <sup>-1</sup> )
1	Lacs	0	0	0	0	0	0.000	0.792	2.016	1.404
2	Glaciers	0	0	0	0	0	0.000	0.792	2.016	1.404
3	Sables et limons (silt), le plus souvent argileux (glaise), en partie calcaires (loess), souvent avec des galets (moraine de fond) ou des graviers, fins à grossiers, mélangés à du sable, du limon ou de l'argile (moraines de surface)	120	190	0.155	8	12	0.010	0.792	2.016	1.404
4	Limons argileux et argiles, parfois avec des inclusions de sables ou de graviers (limons lacustres, limons d'épandage, limons de pente)	100	180	0.14	1	4	0.003	0.792	2.016	1.404
5	Graviers et sables, le plus souvent purs ou limoneux, parfois un peu cimentés (cailloutis de l'époque glaciaire)	90	170	0.13	12	13	0.013	0.792	2.016	1.404
6	Graviers et sables, le plus souvent purs, parfois avec couvertures ou inclusions argilo-limoneuses, ainsi que dépôts de charriage étendus (actuels dépôts des cours d'eau)	85	170	0.128	8	12	0.010	0.792	2.016	1.404
7	Surfaces plus grandes de gravier anguleux souvent de la grosseur de blocs (matériaux tombés de la montagne, éboulis de pente)	75	165	0.12	12	12	0.012	0.792	2.016	1.404
8	Marnes, avec insertions de grès faiblement solidifiées, en partie prépondérantes, et séparées par des conglomérats ou des grès coquilliers	60	90	0.075	1	2	0.002	0.792	2.016	1.404
9	Marnes et schistes argileux, avec des bancs de calcaire, dolomite et de grès, par endroit avec dépôts de gypse et d'anhydrite	40	70	0.055	1	1	0.001	0.792	2.016	1.404
10	Grès rouges sans calcaire - schistes argileux sablonneux	30	65	0.048	1	1	0.001	0.792	2.016	1.404
11	Argiles maigres à grasses, ferreuses, principalement sans calcaire, souvent avec minerais de fer pisolitique et différents sables vitrifiables	25	70	0.048	0	1	0.001	0.792	2.016	1.404
12	Marnes, avec insertions de grès moyennement solidifiés en partie prépondérantes et séparées par des conglomérats	20	55	0.038	0	1	0.001	0.792	2.016	1.404
13	Conglomérats, faiblement à moyennement solidifiés, avec grès et dépôts marneux nombreux à prépondérants	15	35	0.025	0	1	0.001	0.792	2.016	1.404
14	Conglomérats, faibles à moyennement solidifiés, constamment accompagnés de grès et de dépôts marneux	10	25	0.018	0	1	0.001	0.792	2.016	1.404
15	Conglomérats - brèches, fortement solidifiés, avec différentes teneurs en arkose et en grès, en partie avec des phyllites sablonneuses et roches volcaniques	8	20	0.014	0	1	0.001	0.792	2.016	1.404
16	Schistes argileux - phyllites, souvent sablonneux, avec inclusions de grès et de brèches - conglomérats	8	15	0.012	0	1	0.001	0.792	2.016	1.404
17	Schistes marneux - phyllite calcaire, avec inclusions de grès, en partie prépondérantes	10	30	0.02	0	1	0.001	0.792	2.016	1.404
18	Phyllites calcaires - schistes lustrés calcaires, fréquemment avec inclusions de marbres, dolomites, quartzites, phyllites peu calcaires et schistes verts	6	13	0.01	0	1	0.001	0.792	2.016	1.404
19	Calcaires en général massif, fréquemment avec dépôts marneux intercalaires en partie à graviers calcaires et à grès verts	5	11	0.008	0	1	0.001	0.792	2.016	1.404
20	Calcaires, calcaires sablonneux - marneux, schisteux avec dépôt de schistes marneux et de phyllites calcaires, en partie avec des silex et dolomites, rarement avec des structures de brèches ou de conglomérats	4	10	0.007	0	1	0.001	0.792	2.016	1.404
21	Dépôts significatifs de schistes marneux et de marnes	4	9	0.007	0	1	0.001	0.792	2.016	1.404
22	Dolomites et cornieules, en partie avec dépôts de gypse	3	8	0.006	0	1	0.001	0.792	2.016	1.404
23	Granites, diorites quartzzeuses, syénites quartzzeuses et diorites, le plus souvent homogènes	4	7	0.006	0	1	0.001	0.792	2.016	1.404
24	Porphyres quartzzeux, porphyrites et tufs porphyriques, massifs à légèrement feuilletés	4	7	0.006	0	1	0.001	0.792	2.016	1.404
25	Quartzite, massive ou en plaques, à feuilletée	4	7	0.006	0	1	0.001	0.792	2.016	1.404
26	Gneiss à deux micas ou à biotite, fréquemment avec beaucoup de feldspath, en partie avec amphibolite et gneiss à hornblende	4	10	0.007	0	1	0.001	0.792	2.016	1.404
27	Conglomérats et brèches schisteuses, souvent riches en séricite	4	10	0.007	0	1	0.001	0.792	2.016	1.404
28	Gneiss à séricite, chlorite et schistes, homogènes et hétérogènes	4	10	0.007	0	1	0.001	0.792	2.016	1.404
29	Schistes verts, avec passage à des roches basiques	4	10	0.007	0	1	0.001	0.792	2.016	1.404
30	Serpentines, rarement avec passage à des péridotites ou des	4	10	0.007	0	1	0.001	0.792	2.016	1.404

## Annexe B. L'influence des coefficients du modèle sur l'hydrogramme de crue

Cette annexe présente quelques résultats de l'influence de la largeur des cours d'eau et de la rugosité (B.1), puis de l'influence du déplacement des nuages en fonction de la direction du vent sur le débit à l'exutoire (B.2) pour le bassin versant de l'Allenbach.

### B.1. Influence de la largeur des cours d'eau et de la rugosité

La largeur des cours d'eau et la rugosité jouent un rôle important sur la forme de l'hydrogramme de crue. Ils interviennent dans le calcul des vitesses d'écoulement et influencent le temps de concentration du bassin.



Notation:  $CC_1$  = coefficient de correction largeur rivière pour l'écoulement en rivière,

$CC_2$  = coefficient de correction largeur pour l'écoulement peu-profond,

$n$  = rugosité.

### B.2. Distribution spatio-temporelle de la pluie

Les hyétoigrammes de la pluie sont représentés ici pour le même point du terrain que dans la section 9.1, pour l'épisode du 7.08.2004 sur le bassin versant de l'Allenbach. La section 9.1 présente seulement les hydrogrammes de crues pour le bassin versant de l'Allenbach en fonction de la direction du vent. Ici les hyétoigrammes de la pluie et les hydrogrammes de crue sont illustrés pour plusieurs directions du vent. La direction du vent a une très grande influence sur la structure de la pluie et sur la forme de la courbe du débit à l'exutoire du bassin. Il convient de tenir compte de cette influence pour une meilleure estimation du débit.

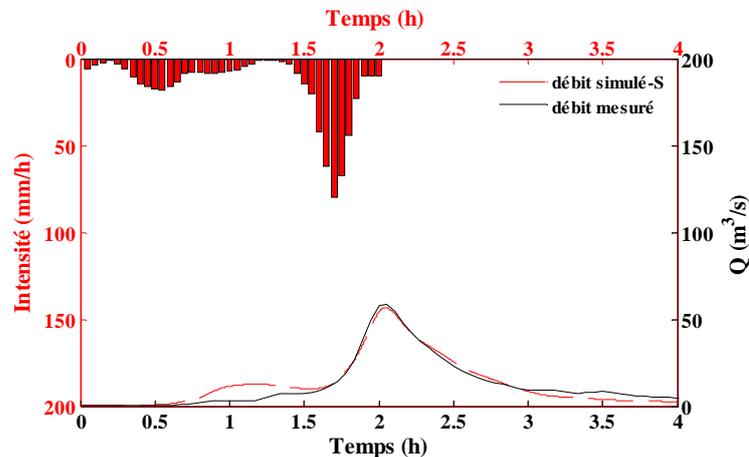


Figure 187. Hyétoigramme de pluie et hydrogramme de crue pour un vent du Sud

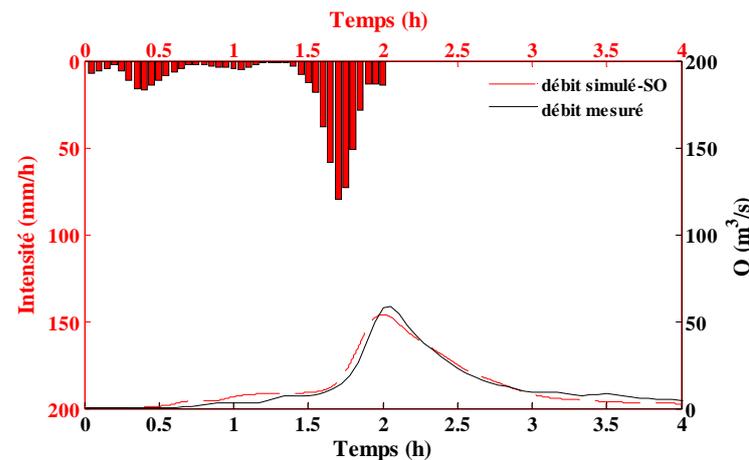


Figure 188. Hyétoigramme de pluie et hydrogramme de crue pour un vent du Sud-Ouest

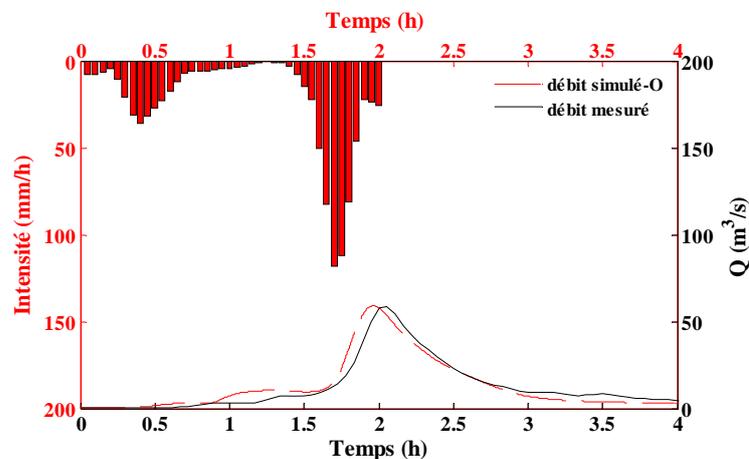


Figure 189. Hyétoigramme de pluie et hydrogramme de crue pour un vent d'Ouest

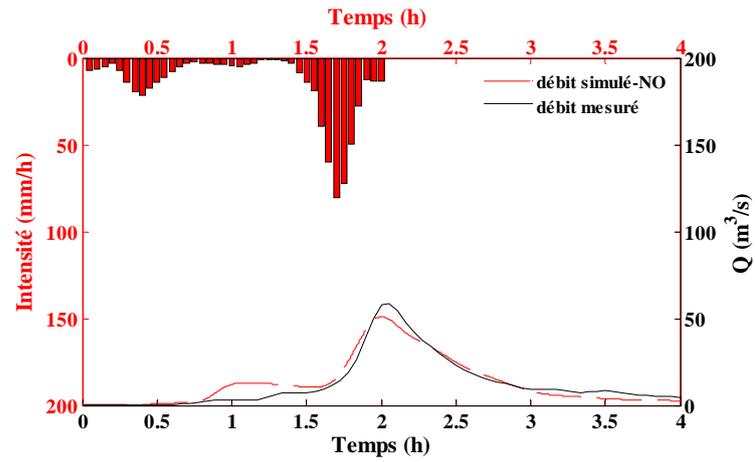


Figure 190. Hyétochrome de pluie et hydrogramme de crue pour un vent du Nord-Ouest

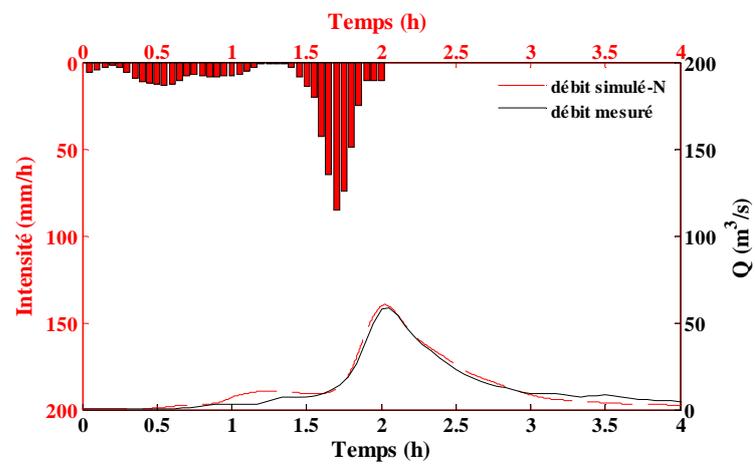


Figure 191. Hyétochrome de pluie et hydrogramme de crue pour un vent du Nord

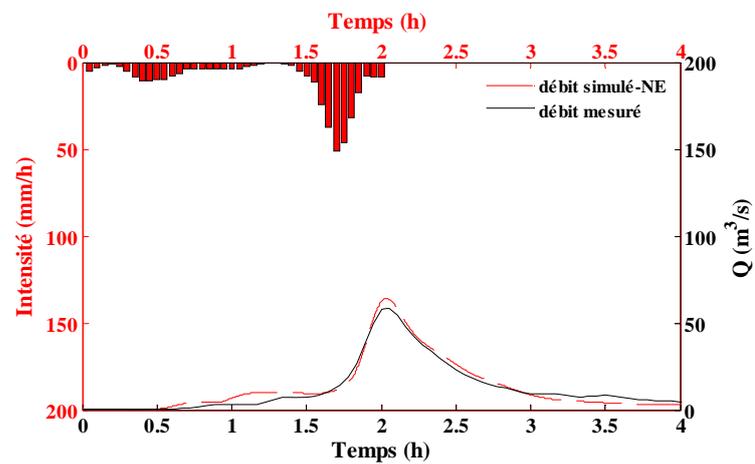


Figure 192. Hyétochrome de pluie et hydrogramme de crue pour un vent du Nord-Est

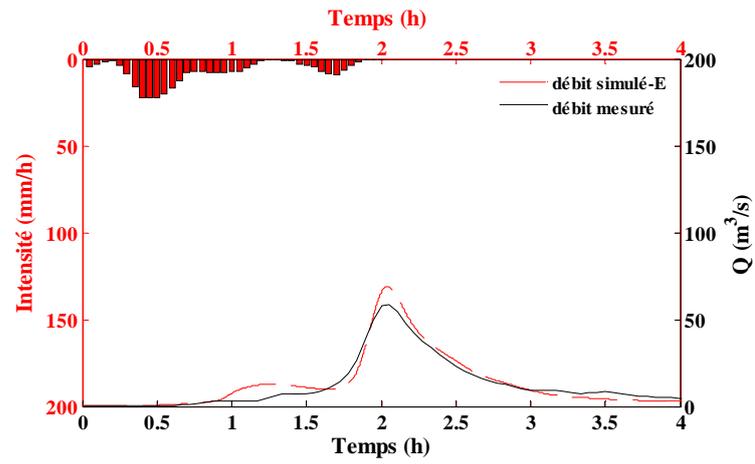


Figure 193. Hyetogramme de pluie et hydrogramme de crue pour un vent d'Est

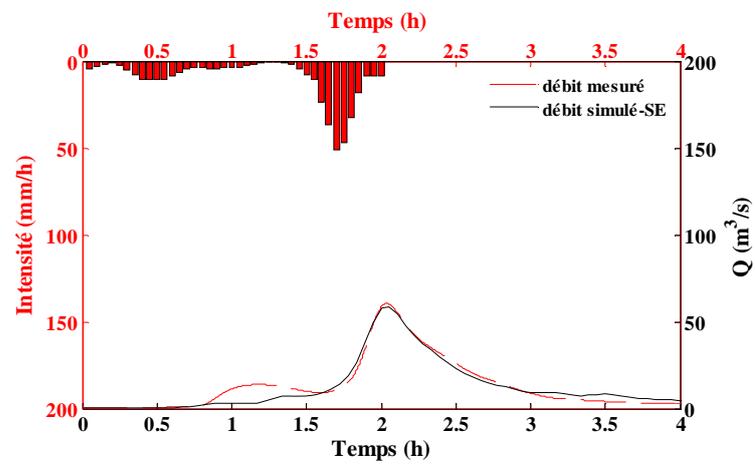


Figure 194. Hyetogramme de pluie et hydrogramme de crue pour un vent du Sud-Est

## Annexe C. Analyse de sensibilité pour les paramètres du modèle

Cette annexe présente les analyses de sensibilité réalisées pour le bassin versant de la Sitter. Comme pour le bassin versant de l'Allenbach, un jeu de paramètres a été testé pour calibrer les coefficients du modèle hydrologique MPF. Ces calculs ont été effectués pour l'épisode de crue étudié du 7 juin 2007.

Les résultats présentés se basent sur trois critères d'efficacité ; il s'agit du coefficient de Nash-Sutcliffe, du rapport des volumes et du critère de bilan. Les paramètres optimaux de la simulation numérique sont représentés par la moyenne de toutes les valeurs obtenues pour les coefficients de Nash-Sutcliffe, les rapports des volumes et des pics pour l'intervalle des paramètres utilisés.

Paramètres  $V_{vide}$  -  $K_{Darcy}$

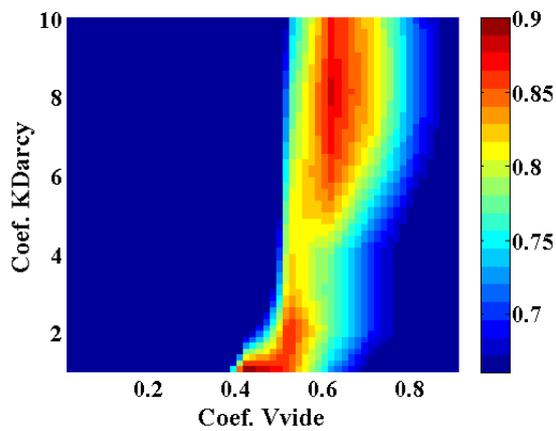


Figure 195. Coefficients  $V_{vide}$  et  $K_{Darcy}$  : coefficient de Nash

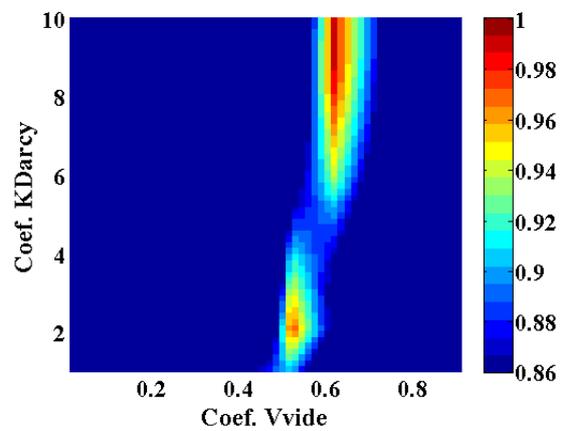


Figure 196. Coefficients  $V_{vide}$  et  $K_{Darcy}$  : rapport des volumes

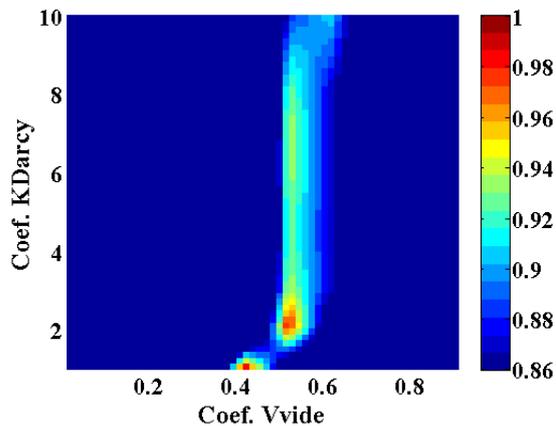


Figure 197. Coefficients  $V_{vide}$  et  $K_{Darcy}$  : rapport des pics

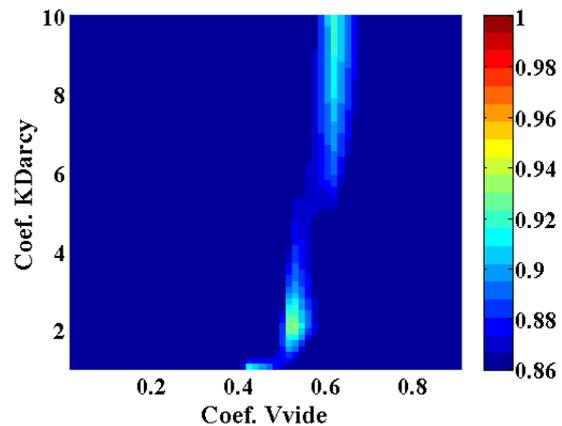


Figure 198. Coefficients  $V_{vide}$  et  $K_{Darcy}$  : moyenne de la Figure 195 à la Figure 197

Legende :

$V_{vide}$  = volume d'eau pouvant s'infiltrer dans le sous-sol ;

$K_{Darcy}$  = conductivité hydraulique.

Paramètres rugosité du terrain et des rivières

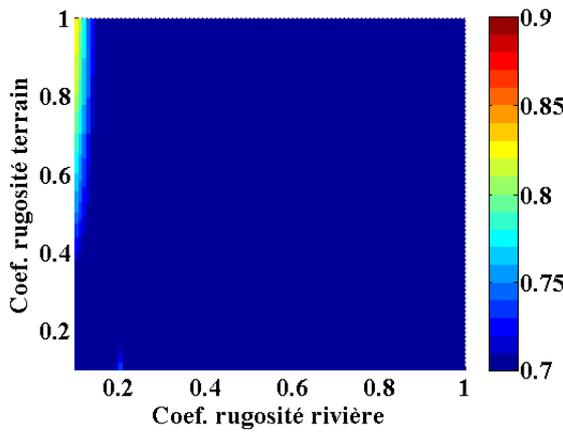


Figure 199. Coefficients de rugosité du terrain et des rivières : coefficient de Nash

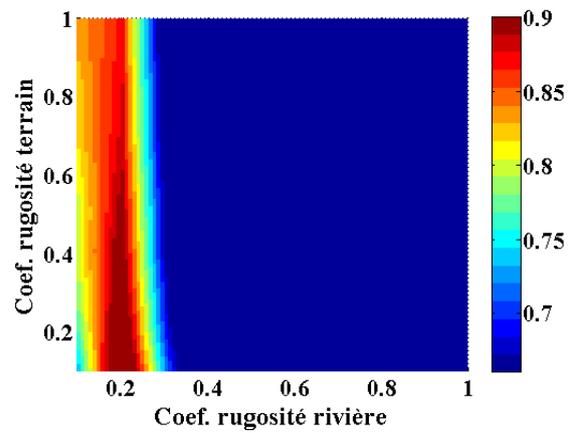


Figure 200. Coefficients de rugosité du terrain et des rivières : rapport des volumes

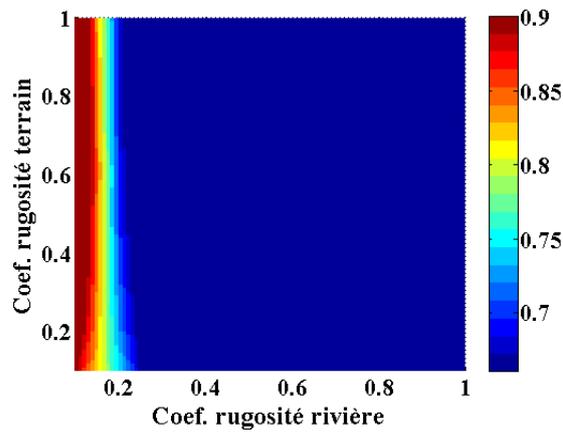


Figure 201. Coefficients de rugosité du terrain et des rivières : rapport des pics

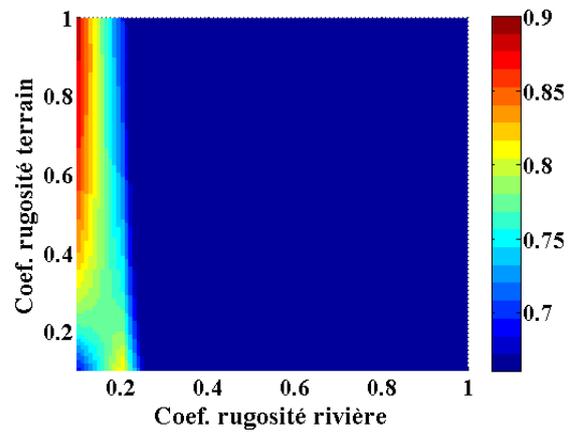


Figure 202. Coefficients de rugosité du terrain et des rivières : moyenne de la Figure 199 à la Figure 201

## Paramètres des largeurs des cours d'eau en terrain (T) et en rivière (R)

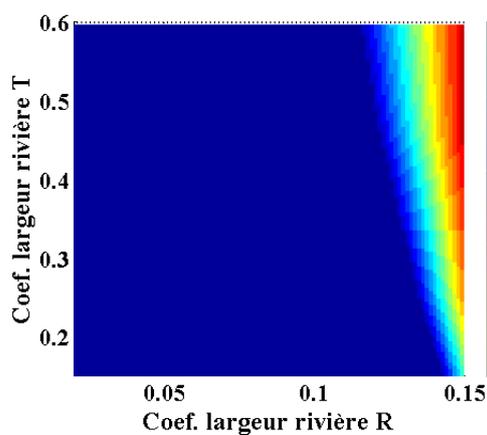


Figure 203. Coefficient de largeur des cours d'eau T et R : coefficient de Nash

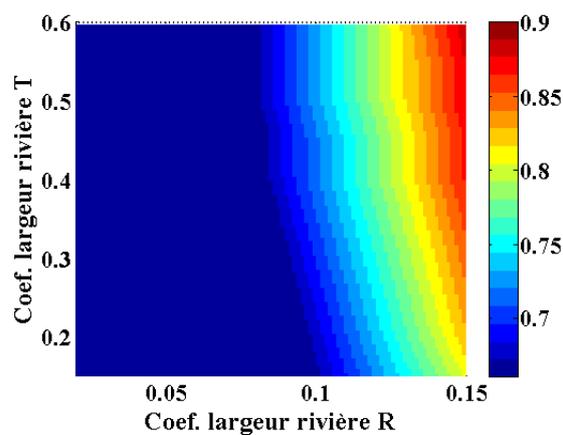


Figure 204. Coefficient de largeur des cours d'eau T et R : rapport des volumes

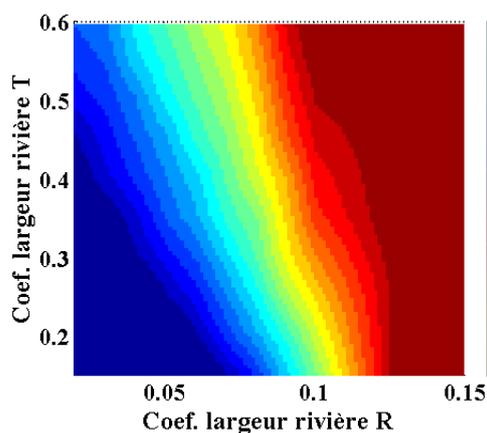


Figure 205. Coefficient de largeur des cours d'eau T et R : rapport des pics

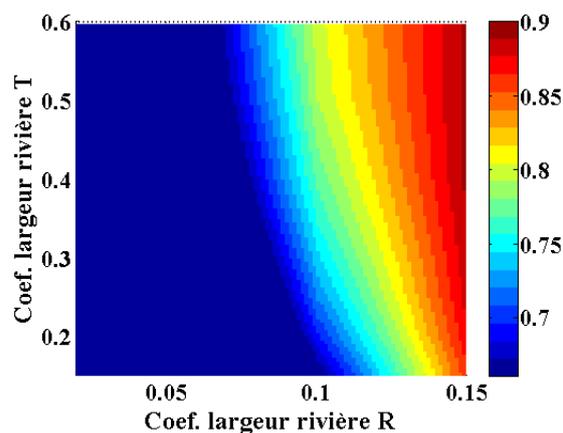


Figure 206. Coefficient de largeur des cours d'eau T et R : moyenne de la Figure 203 à la Figure 205



## Annexe D. Résultats pour d'autres bassins versants suisses

Cette annexe présente des résultats avec des bassins versants qui ont l'exutoire dans un lac, comme ceux de l'Arnensee et de Punt dal Gall dans une ville ou comme pour le bassin versant du List. Ces bassins ont été pris en compte pour déterminer les performances et les limites du modèle hydrologique MPF.

### D.1. Bassin versant de l'Arnensee

a) Description du bassin versant :

Le bassin versant du lac d'Arnensee est situé dans le canton de Berne, au-dessus de Gstaad, à 1542 mètres d'altitude et il couvre une surface de 8.38 km<sup>2</sup> carrés. Son ruisseau principal est le Tschärzischbach d'une longueur de 1804 m. Le lac d'Arnensee a une longueur d'environ 1,5 km (Swissdams, 2012).

b) Données disponibles:

Les données disponibles pour ce bassin versant sont des données altimétriques tirées du MNT (Modèle numérique de terrain) sur la base des courbes de niveau mises à notre disposition par Swisstopo. La surface de chaque bassin versant a été délimitée avec le logiciel GIS MANIFOLD (Manifold, 2012), qui dispose de routines internes pour cette tâche. La Figure 207 montre le bassin versant avec les ruisseaux arrivant dans le lac, ceux-ci sont réalisés à l'aide de Manifold. À la fin de cette démarche, la topographie d'une surface rectangulaire qui inclut le bassin versant a été obtenue, surface qui est ensuite utilisée par le modèle hydrologique MPF (Figure 208).

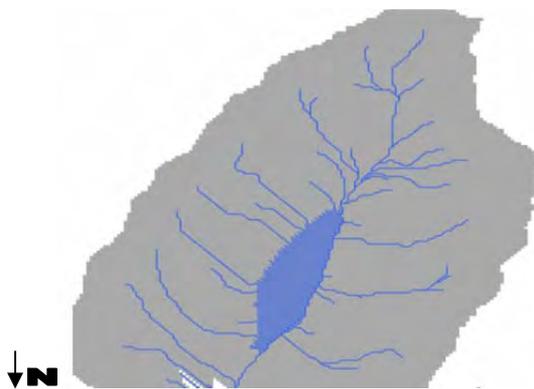


Figure 207. Bassin versant de l'Arnensee (Manifold)

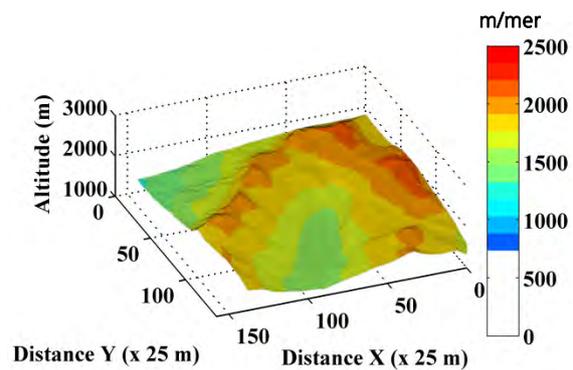


Figure 208. Altitudes du bassin de l'Arnensee

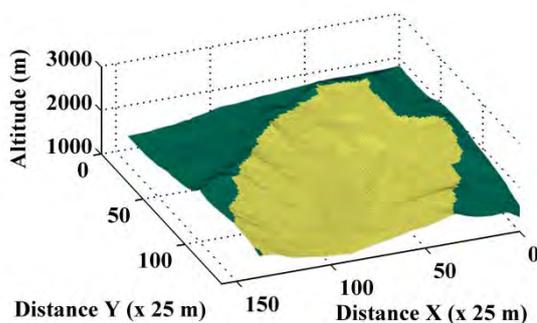


Figure 209. Délimitation de la surface du bassin versant de l'Arnensee (en jaune la surface du bassin, en vert la surface extérieure)

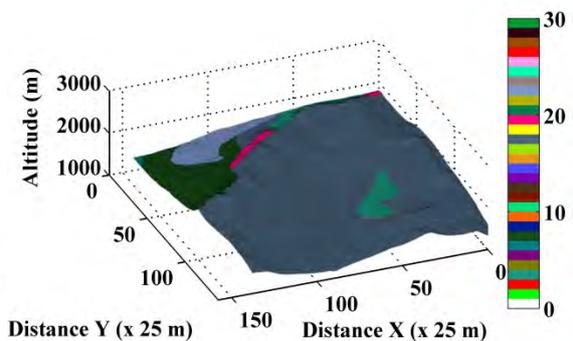


Figure 210. Types des lithologies pour le bassin versant de l'Arnensee (3, 6, 7, 17, 19, 22) (barre avec les 30 classes des lithologies)

Pluie Maximale Probable (PMP)

La PMP a été estimée à partir de la carte des précipitations extrêmes pour l'ensemble de la Suisse (Hertig & Audouard, 2005). La durée de la pluie de type PMP est d'une heure, choisie en fonction de la durée critique du bassin, du lac ou de l'ouvrage de retenue dans le cas de petits bassins versants comme c'est le cas du bassin versant de l'Arnensee. La Figure 211 montre la carte PMP avec une durée de 1 heure pour ce bassin versant.

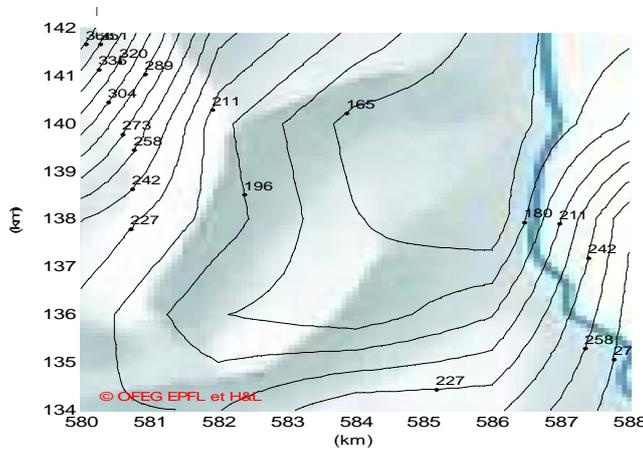


Figure 211. Extrait de la carte de la PMP d'une durée d'une heure pour le bassin versant de l'Arnensee

Pour le bassin versant de l'Arnensee, l'intensité moyenne de la PMP d'une heure est de 203 mm/h. La valeur de l'intensité de la PMP est utilisée pour estimer la PMF avec le modèle hydrologique MPF.

c) Hydrogramme de la PMF pour le bassin versant de l'Arnensee

Les hydrogrammes de la PMF présentés correspondent à deux directions du vent qui ont une grande influence sur la forme de la courbe du débit à l'exutoire, à savoir un vent du Sud et un vent de l'Est.

La PMF a été estimée pour trois cas, d'abord pour un sol saturé (la Figure 212 et la Figure 215), puis pour un sol non saturé où intervient l'infiltration, l'écoulement en subsurface et l'exfiltration (la Figure 213 et la Figure 216) et enfin pour un sol non-saturé avec une fonte de la neige (la Figure 214 et la Figure 217).

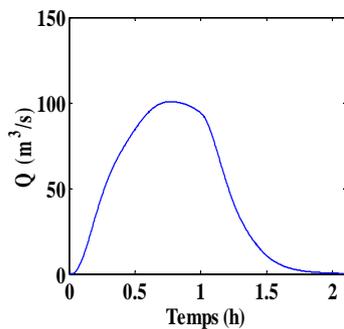


Figure 212. Hydrogramme de crue pour un vent du Sud (écoulement en surface)

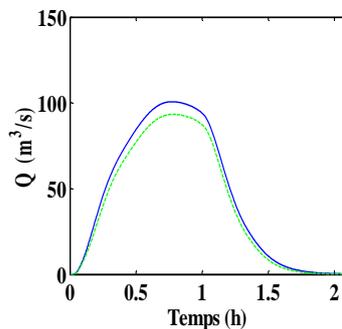


Figure 213. Hydrogramme de crue pour un vent du Sud (Trait continu: écoulement surface, tireté: avec l'écoulement en subsurface)

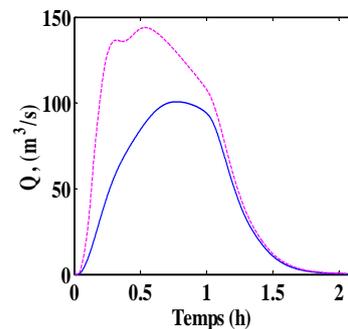


Figure 214. Hydrogramme de crue pour un vent du Sud (Trait continu: écoulement surface, tireté: avec la fonte de neige)

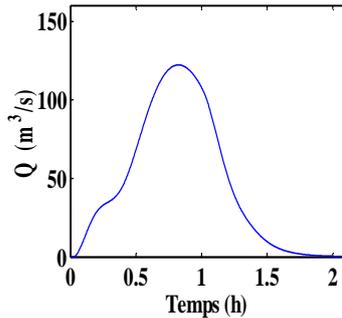


Figure 215. Hydrogramme de crue pour un vent d'Est (écoulement en surface)

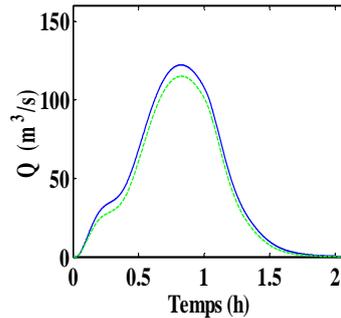


Figure 216. Hydrogramme de crue pour un vent d'Est  
(Trait continu: écoulement surface, tireté: avec l'écoulement en subsurface)

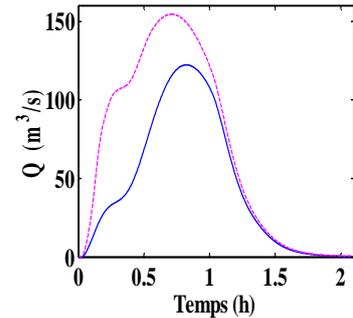


Figure 217. Hydrogramme de crue pour un vent d'Est  
(Trait continu: écoulement surface, tireté: avec la fonte de neige)

d) Hydrogramme de la PMF autour d'un lac pour le bassin versant de l'Arnensee

Pour pouvoir dimensionner les ouvrages hydrauliques et en particulier les barrages, il est très important de connaître le volume d'eau qui arrive dans un lac. Une observation faite pour le bassin versant de l'Arnensee a été que le volume d'eau passant par l'exutoire est beaucoup plus petit que le volume de la pluie. En fait, ce volume est d'environ 330.000 m<sup>3</sup>, comparé au volume de la pluie qui avoisine 2.880.000 m<sup>3</sup>. Il y a bien sûr de l'eau qui tombe en dehors du bassin, mais cela ne devrait représenter qu'au maximum la moitié du volume de la pluie. Le reste du volume manquant est celui d'autres petites rivières situées autour du lac et qui ne passent pas par l'exutoire. La Figure 218 montre le sous bassin correspondant à l'exutoire où on peut facilement observer que sa surface représente moins d'un tiers de la surface totale du bassin. Pour pouvoir estimer correctement la valeur de la PMF, il faut calculer la somme des débits pour tous les points du pourtour du lac.

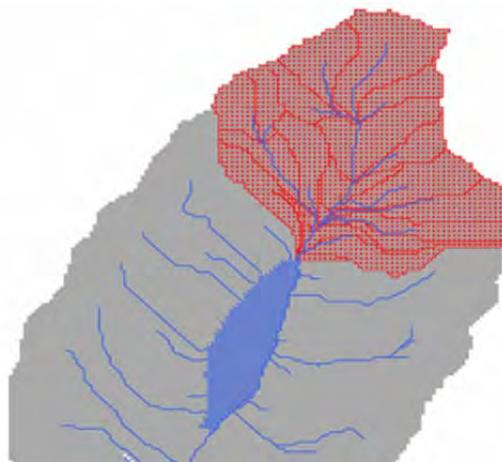


Figure 218. Sous-bassin correspondant à l'exutoire

Avant de calculer le débit pour le pourtour du lac, sa surface doit être estimée. Le fait que la surface du lac est incluse dans le modèle numérique de terrain a été utilisé pour délimiter cette surface. Les points de la surface du lac sont déterminés à partir des points avec la pente zéro regroupés. Utilisant cette méthode, toute la surface du lac peut être déterminée. Les figures suivantes présentent la surface du lac et le contour du lac délimités à l'aide du modèle hydrologique MPF.

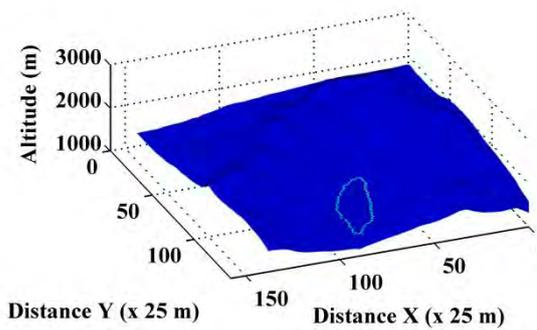


Figure 219. Délimitation du lac de l'Arnensee (en bleu clair)

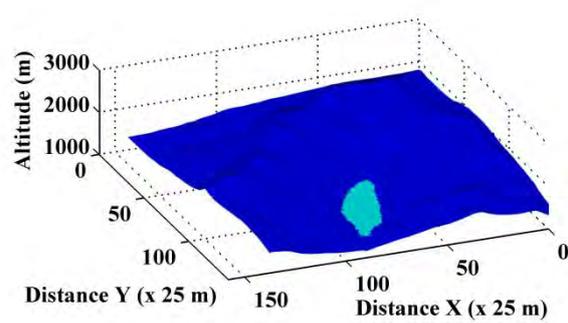


Figure 220. Contour du lac de l'Arnensee (en bleu clair)

En utilisant le modèle MPF et l'algorithme pour délimiter le contour du lac, les débits ont été calculés, pour chaque point existant sur le contour du lac. Ces débits ont été estimés pour 121 points autour du lac Arnensee.

La Figure 221 montre les débits pour 121 points représentant le contour du lac de l'Arnensee sur un seul graphique.

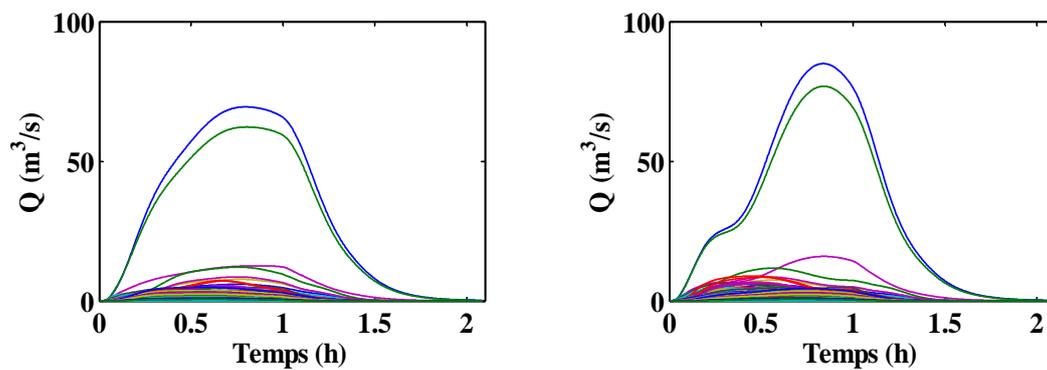


Figure 221. Hydrogramme de crue pour un vent du Sud à gauche et d'Est à droite pour le bassin versant de l'Arnensee autour du lac

La somme de débits arrivant autour du lac Arnensee pour une PMP d'une heure est représentée dans la Figure 222.

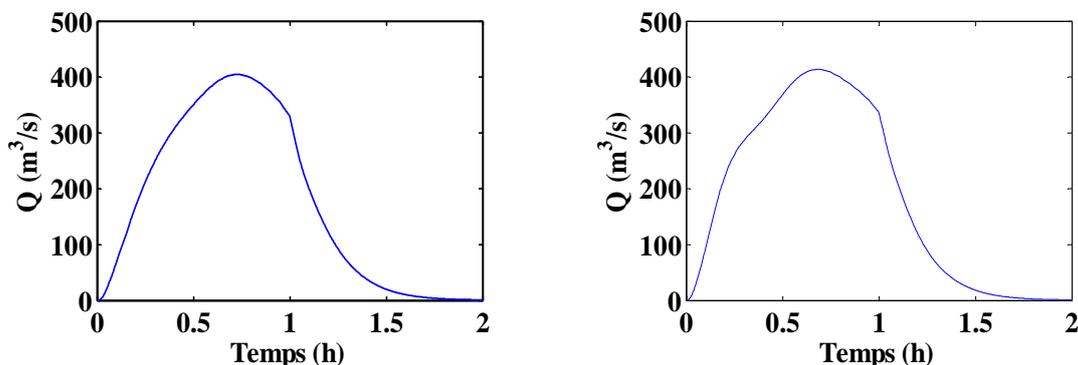


Figure 222. Hydrogramme de crue pour un vent du Sud à gauche et d'Est à droite pour le bassin versant de l'Arnensee autour du lac

Pour les 2 figures, la direction du vent choisie est du Nord et d'Est, car ils entraînent les débits les plus élevés pour ce bassin.

## D.2. Bassin versant du List

### a) Description du bassin versant :

Ce bassin versant correspond au barrage du List, situé dans le canton d'Appenzell, avec une surface de 8.5 km<sup>2</sup>. Son ruisseau principal, le Gstaldenbach, mesure 3874 m. Le lac de List à une longueur de 0,3 km (Swissdams, consulté en 2012).

### b) Données disponibles:

Les données disponibles pour ce bassin versant sont des données altimétriques tirées du MNT sur la base des courbes de niveau mises à notre disposition par Swisstopo.

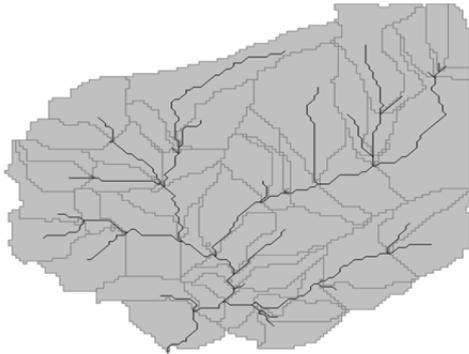


Figure 223. Bassin versant du List (Manifold)

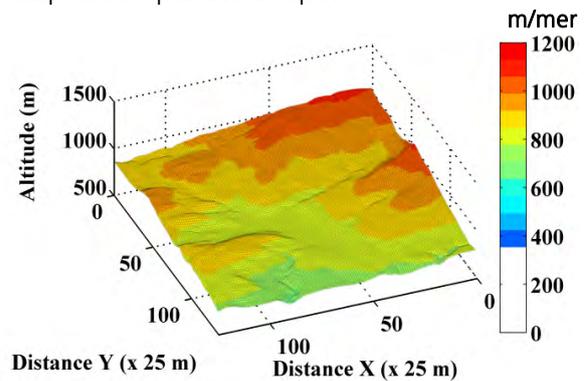


Figure 224. Altitudes du bassin versant du List

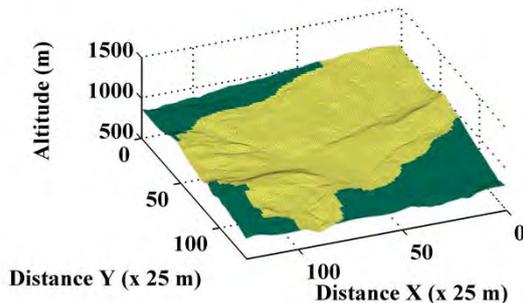


Figure 225. Délimitation de la surface du bassin versant du List (en jaune la surface du bassin, en vert la surface extérieure)

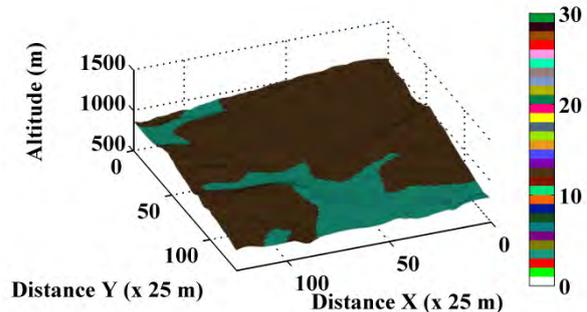


Figure 226. Types des lithologies pour le bassin versant du List (3, 12) (barre avec les 30 classes des lithologies)

### Précipitations Maximales Probables (PMP)

La pluie de type PMP pour le bassin versant du List a été extraite à partir de la carte PMP avec une durée d'une heure. Cette durée a été choisie en fonction de la durée critique du bassin. La Figure 227 représente la carte PMP avec une durée de 1 heure pour le bassin versant du List.

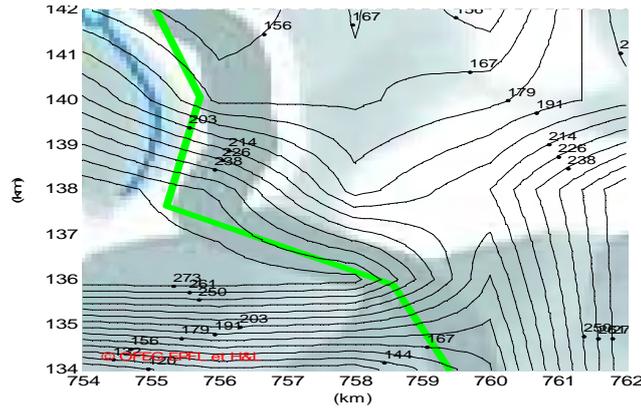


Figure 227. Extrait de la carte de la PMP d'une durée d'une heure pour le bassin versant du List

L'intensité moyenne de la PMP pour le bassin versant du List est de 188 mm/h, valeur qui est utilisée dans le modèle hydrologique MPF pour estimer la PMF. Le calcul réalisé sur le bassin versant du List est différent de celui de l'Arnensee à cause de la présence de la ville de Heiden en amont du lac (Figure 228).

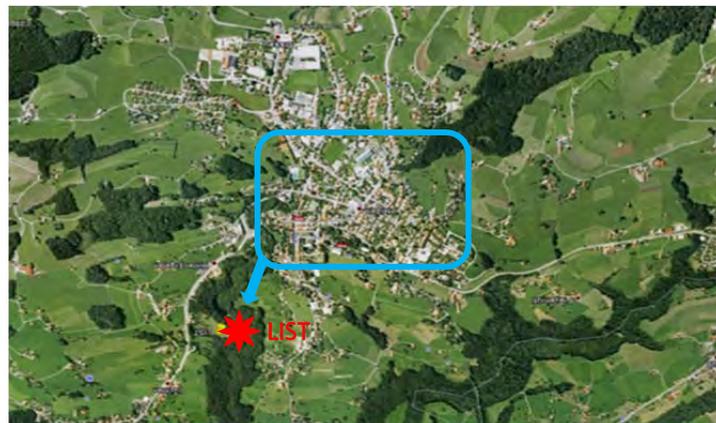


Figure 228. Lac du List et la ville de Heiden

Comme le montre la Figure 228, la rivière traverse la ville et l'eau peut déborder sur une grande surface en amont du lac. Le bassin versant du List contient aussi plusieurs cours d'eau qui ne se rejoignent pas dans le lac, mais en amont de celui-ci, comme le montre la Figure 223. Avec le modèle MPF, nous avons observé que l'eau n'arrive pas dans le lac du List et qu'elle reste en amont dans la ville de Heiden. La Figure 229 montre la partie inondable de la ville et la Figure 230 illustre la position où le débit est maximal sur ce bassin versant.

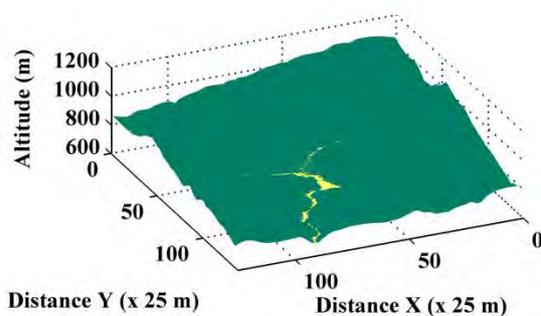


Figure 229. Zone inondable de la ville de Heiden (en jaune)

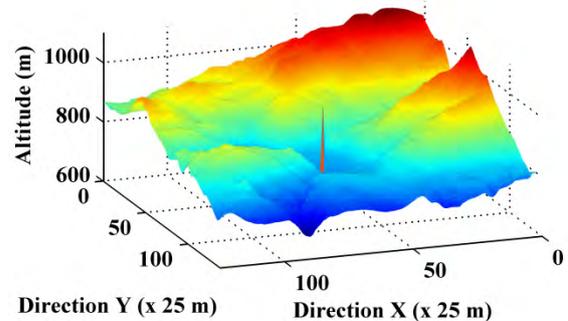


Figure 230. Exutoire du bassin versant du List (le pic en orange)

## c) Hydrogramme de la PMF pour le bassin versant du List

Le débit est calculé dans le point où il est maximal, comme dans le cas présenté pour le bassin versant de l'Arnensee. Pour le bassin versant du List, le plus grand débit a été trouvé en amont de la ville et il est représenté sur la figure suivante. Pour ce bassin, la direction du vent n'influence pas la courbe du débit à l'exutoire de manière significative; pour cela, une seule direction est présentée ici.

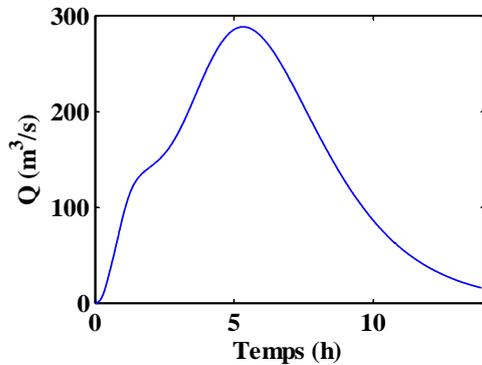


Figure 231. Hydrogramme de crue pour un vent d'Est (écoulement en surface)

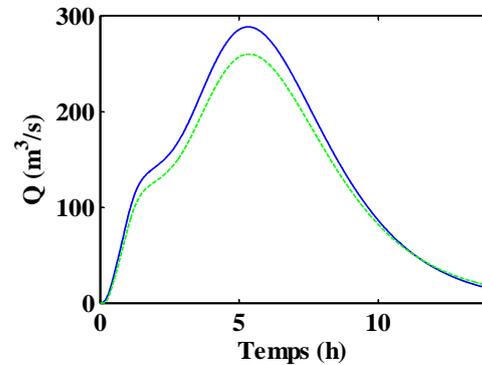


Figure 232. Hydrogramme de crue pour un vent d'Est (Trait continu: écoulement surface, tiré: avec l'écoulement en subsurface)

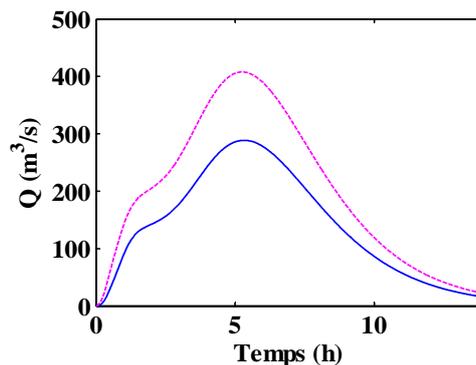


Figure 233. Hydrogramme de crue pour un vent d'Est (Trait continu: écoulement surface, tiré: avec la fonte de neige)

### D.3. Bassin versant de Punt dal Gall

a) Description du bassin versant :

Le bassin versant de Punt dal Gall est situé entre le canton des Grisons et l'Italie, avec une surface de 144.87 km<sup>2</sup>. Son ruisseau principal est Spöl. Le lac de Punt dal Gall a une longueur de 9 km (Swissdams). Il s'agit du plus grand bassin étudié dans cette annexe. Il a été choisi pour développer le modèle hydrologique indépendant de la taille du bassin, petite aux grande. Le bassin versant de Punt dal Gall a été délimité avec le logiciel Manifold (Figure 234) pour pouvoir comparer le résultat de délimitation du bassin avec le modèle hydrologique MPF (Figure 235). La Figure 236 illustre le lac de Punt dal Gall et la Figure 237 le contour du lac déterminé par le modèle MPF.

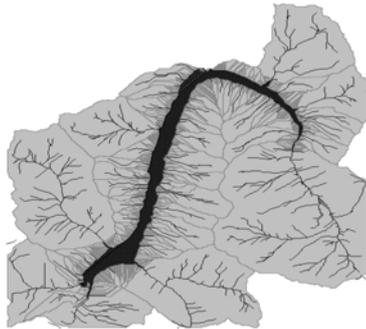


Figure 234. Bassin versant de Punt dal Gall (Manifold)

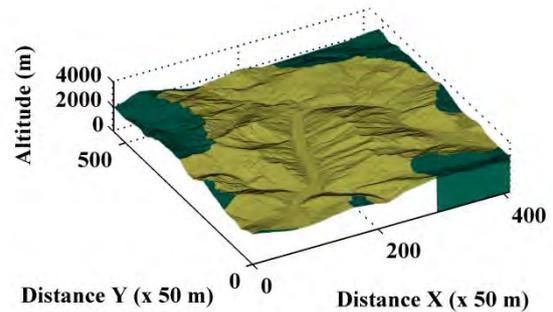


Figure 235. Délimitation du bassin versant de Punt dal Gall (MPF); (en jaune la surface du bassin, en vert la surface extérieure)

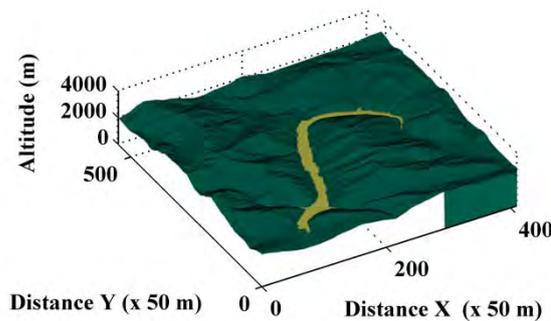


Figure 236. Délimitation du lac de Punt dal Gall (en jaune)

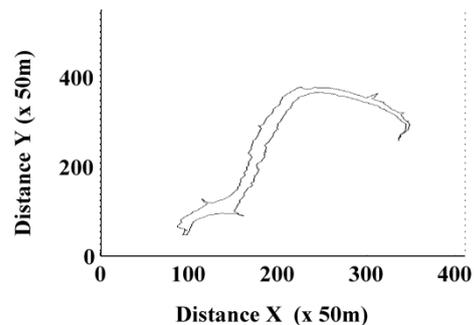


Figure 237. Contour du lac de Punt dal Gall (en noir)

b) Données disponibles :

Pour ce bassin, les données disponibles sont la carte de la PMP de la Suisse pour différentes durées de pluie et un modèle numérique de terrain à 25 m x 25 m. La PMP utilisée a été extraite à partir de la carte PMP avec une durée d'une heure. L'intensité moyenne de la PMP estimée pour le bassin versant de Punt dal Gall est de 134.6 mm/h. La Figure 238 montre la carte PMP avec une durée d'une heure pour le bassin versant de Punt dal Gall.

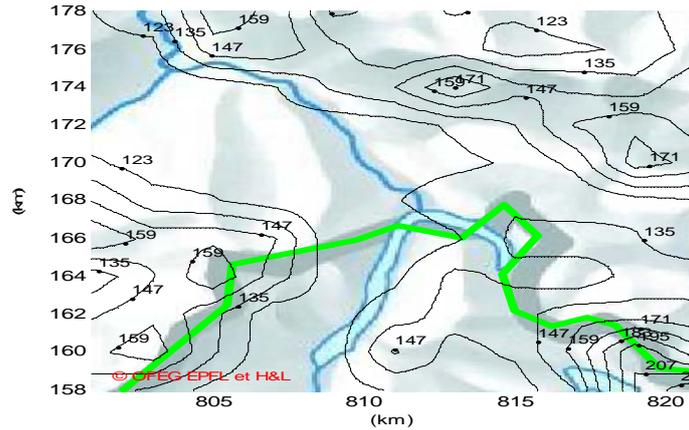


Figure 238. Extrait de la carte de la PMP d'une durée d'une heure pour le bassin versant de Punt dal Gall

c) Hydrogramme de la PMF pour le bassin versant de Punt dal Gall

Pour ce bassin versant, les hydrogrammes de PMF sont représentés à l'exutoire (la Figure 239 et la Figure 242) pour deux directions de vent qui ont une grande influence sur le débit.

La Figure 240 et la Figure 243 présentent les débits correspondant au contour du lac de Punt dal Gall et aussi la somme de ces débits dans la Figure 241 et la Figure 244.

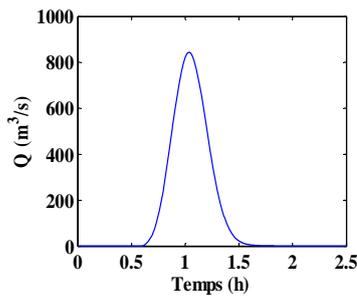


Figure 239. Hydrogramme de crue pour un vent du Nord (écoulement de surface)

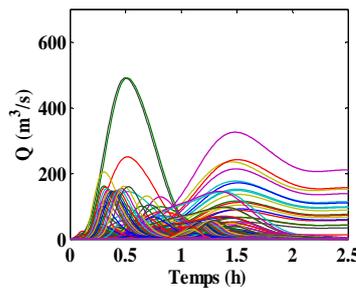


Figure 240. Hydrogramme de crue pour un vent du Nord pour le contour de la lac (écoulement de surface)

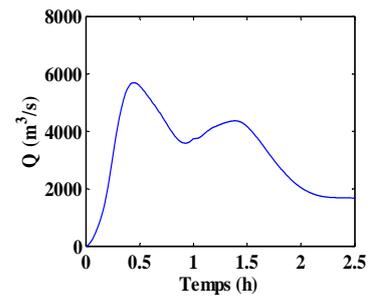


Figure 241. Hydrogramme de crue pour un vent du Nord somme de lac (écoulement de surface)

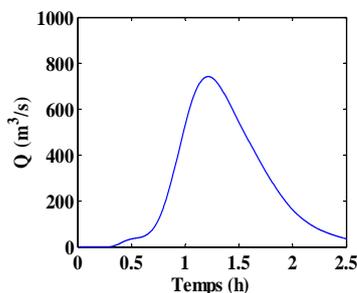


Figure 242. Hydrogramme de crue pour un vent du Sud (écoulement de surface)

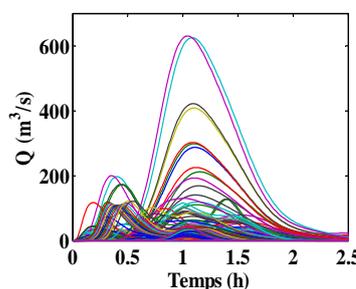


Figure 243. Hydrogramme de crue pour un vent du Sud pour le contour de la lac (écoulement de surface)

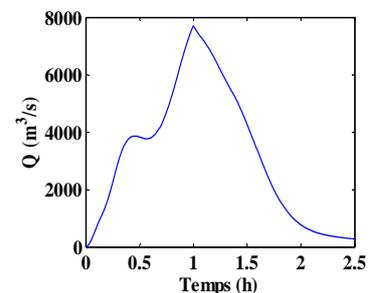


Figure 244. Hydrogramme de crue pour un vent du Sud somme de lac (écoulement de surface)

Les calculs effectués pour le bassin versant de Punt dal Gall ont eu comme objectif de vérifier le comportement du modèle MPF dans le cas d'un bassin versant contenant un grand lac.

Comme pour le bassin versant de l'Arnensee, le modèle hydrologique arrive à estimer les débits sur le contour de lac et aussi à l'exutoire.

Les paramètres du modèle MPF ont été estimés sur la base de l'analyse de sensibilité réalisée pour les bassins versants de l'Allenbach et de la Sitter. Comme travail futur, le modèle MPF devra être calibré et validé sur des épisodes mesurés.

#### D.4. Vérification

Les calculs réalisés pour les bassins versants de l'Arnensee, de List et de Punt dal Gall ont été comparés avec les modèles empiriques décrits dans la section 3.2.3.

Pour la méthode rationnelle, la durée de l'averse est de 60 min égale à la durée de la PMP et le temps de concentration de 60 min. Le coefficient de ruissellement a été établi à 0.80, celle-ci représentant la condition de ruissellement la pire sur un bassin versant. Les paramètres utilisés pour les autres méthodes sont spatialisés en fonction de la pente du terrain.

La Figure 140 présente les débits de pointe obtenus avec ces méthodes pour le bassin versant de l'Arnensee.

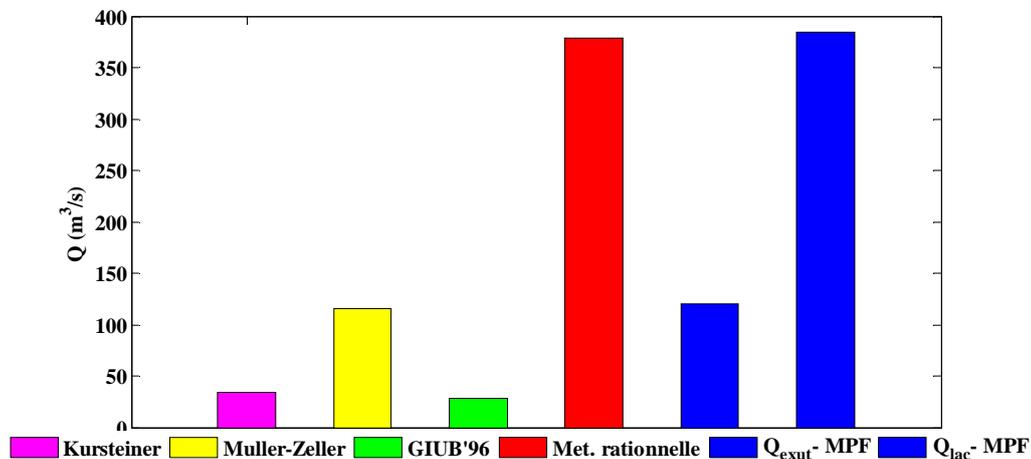


Figure 245. Estimation du débit de la PMF à partir des plusieurs méthodes pour le bassin versant de l'Arnensee

Le débit à l'exutoire pour un vent de l'Est est de 120 m³/s ce qui est environ 3 fois plus petit que celui obtenu avec la méthode rationnelle. La seule méthode qui estime bien le débit à l'exutoire est la méthode Müller-Zeller.

La Figure 245 présente aussi le débit correspondant à la somme des débits pour tous les points du pourtour du lac. Le résultat obtenu à l'aide de la méthode rationnelle montre une bonne corrélation avec celui calculé par le modèle MPF.

La Figure 246 présente les débits de PMF déterminés avec les méthodes empiriques et le modèle MPF pour le bassin versant de List. Pour ce bassin versant, la méthode rationnelle estime un débit de pointe un peu plus élevé que le modèle MPF.

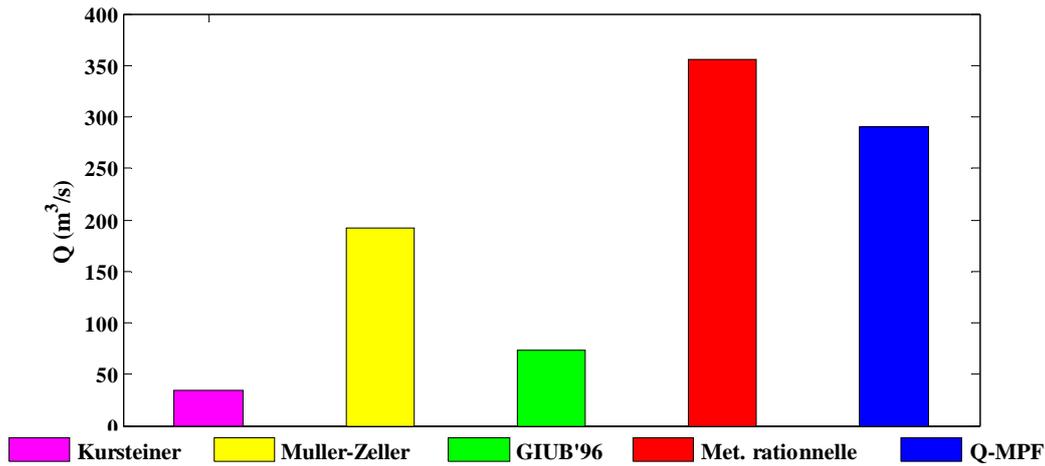


Figure 246. Estimation du débit de la PMF à partir des plusieurs méthodes pour le bassin versant de List

La bonne corrélation entre le modèle MPF et la méthode rationnelle pour le bassin versant de l'Arnensee et de List peut être justifiée par le fait que cette dernière s'adapte bien aux bassins versants de petite taille.

Pour le bassin versant de Punt dal Gall qui a une surface de 144.87 km<sup>2</sup> et l'exutoire dans le lac, seul le débit estimé à l'exutoire obtenu avec le modèle MPF est comparé avec les autres méthodes empiriques. Il y a une très bonne estimation du débit entre la méthode Müller-Zeller et le modèle hydrologique MPF. Par contre, le débit estimé avec la méthode rationnelle est beaucoup plus grand, mais il se rapproche plus de celui calculé comme la somme des débits sur les points du contour de lac.

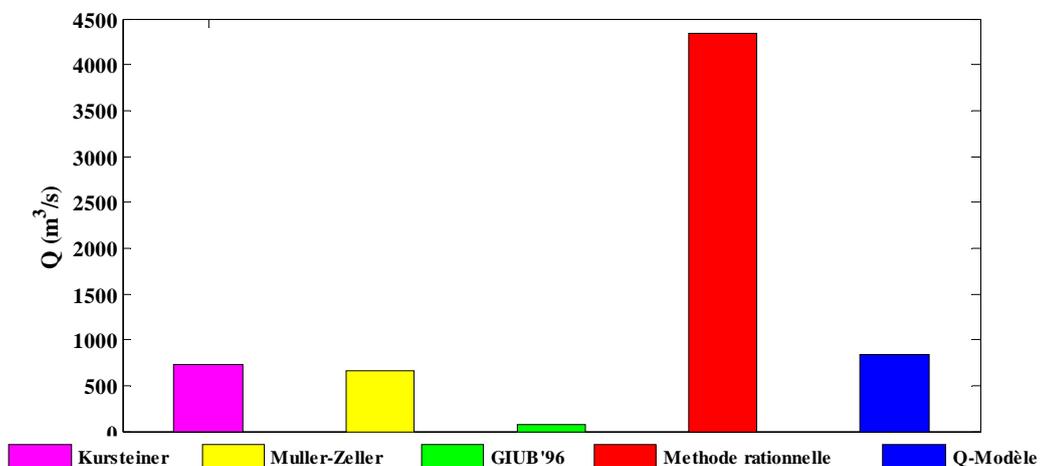


Figure 247. Estimation du débit de PMF à partir des plusieurs méthodes pour le bassin versant de Punt dal Gall

Ces méthodes empiriques permettent d'estimer le débit de pointe seulement si les coefficients sont bien choisis et spatialisés en fonction de la pente ou du type de terrain. Finalement, elles ne peuvent donner qu'une seule valeur du débit de pointe. Par contre, avec le modèle hydrologique MPF le débit est estimé comme une fonction temporelle sur tous les points du bassin versant. Pour les bassins versants ayant un lac à l'exutoire, le modèle MPF peut estimer le volume total d'eau arrivant dans le lac après un évènement de fortes précipitations. Cela représente un avantage dans le cas du dimensionnement des ouvrages hydrauliques et en particulier des barrages.

Un autre avantage du modèle MPF est de pouvoir visualiser l'écoulement d'eau sur le terrain. Ceci-ci a facilité l'identification des zones inondables qui se sont formées autour de la ville de Heiden.

## Annexe E. Situations météorologiques pour les épisodes de crues étudiées.

Le modèle hydrologique MPF a été calibré et validé sur plusieurs épisodes de crues pour les bassins versants de l'Allenbach, de la Sitter et de la Landwasser.

Quatre des sept des épisodes analysés se sont caractérisés par une situation légèrement dépressionnaire du Sud-Ouest avec un front froid ayant traversé plus ou moins lentement la Suisse et des vents modérés voire forts du Sud-Ouest (à Sud) amenant un air tropical maritime favorable au développement d'averses ou d'orages le long du front. Il y a également une situation légèrement dépressionnaire du Nord à Nord-Ouest (23.08.2005) avec le passage d'une occlusion ayant favorisé le développement d'averses ou d'orages et 2 épisodes avec une situation de marais barométrique et des vents faibles, sans front. Dans ce dernier cas, des nuages de convection se sont développés et ont provoqué des averses ou des orages locaux d'origine thermique dans les Alpes.

Les bassins versant étudiés présentent des altitudes maximales qui se situent vers 2760 m (Albristhorn) pour l'Allenbach, 2500 m (Saentis) pour la Sitter et 3300 m pour la Landwasser. Les précipitations sont tombées exclusivement sous forme de pluie dans les bassins-versants de l'Allenbach et de la Sitter pour les épisodes des 7.08.2004, 24.08.2004, 17.07.2009, 7.06.2007 et 8.08.2007 (sauf en cas de gros orages avec de la grêle), car l'isotherme 0°C se situait entre 3100 et 4000 m/mer pour ces 5 épisodes.

Par contre, une partie des précipitations est peut-être tombée sous forme de neige au-dessus de 2600 m/mer le 13.07.2008 et de 3000 m/mer le 23.08.2005 dans le bassin versant de la Landwasser, car l'isotherme 0°C se situait entre 2600 et 3000 m/mer le 13.07.2008 et entre 3000 et 3500 m/mer le 23.08.2005. Ceci pourrait influencer le débit des eaux pour ces 2 épisodes.

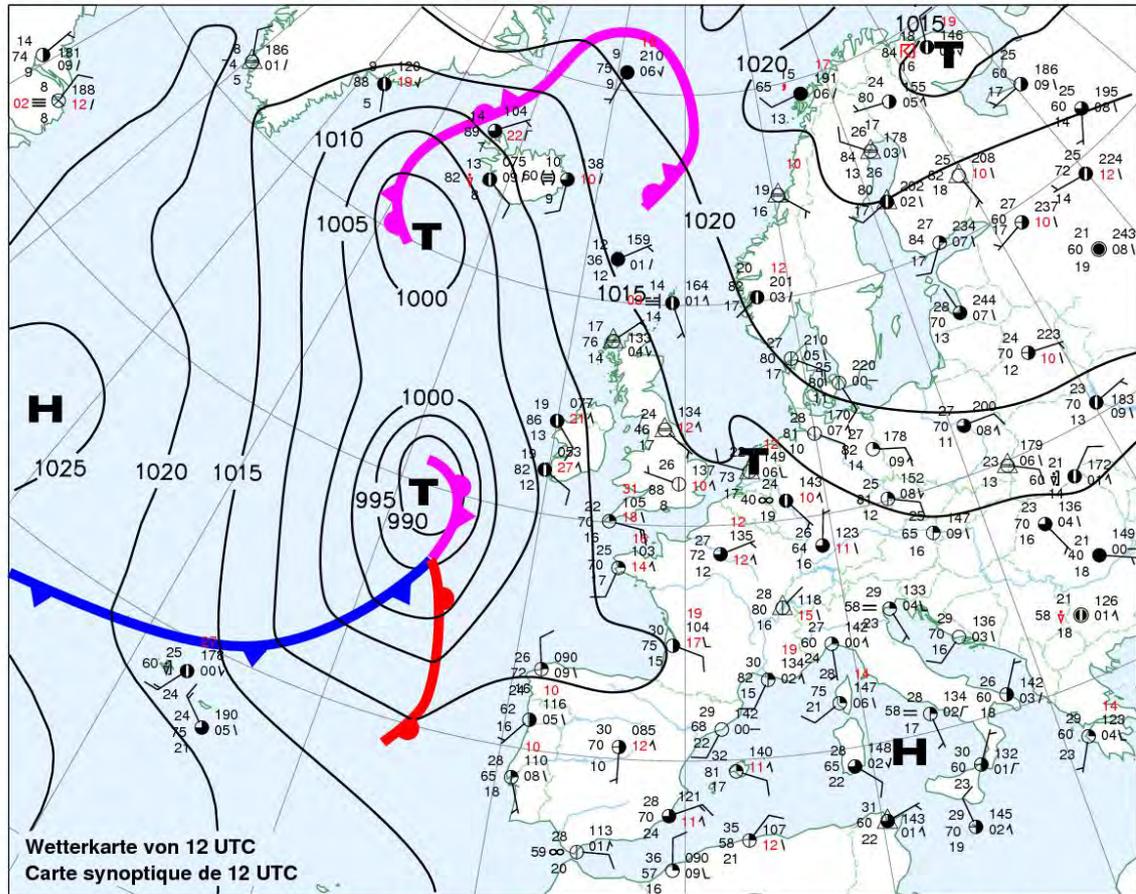
Les crues dans les 3 bassins versants pour les 7 épisodes étudiés se sont produites avec des pluies d'une durée de 2 heures (5 heures pour l'épisode du 23.08.2005) qui n'étaient pas très intenses, puis qu'elles avaient une période de retour de 1 à 2 ans à l'emplacement des stations météorologiques.

Les figures suivantes illustrent les situations météorologiques rencontrées pour les 7 épisodes de crues étudiés dans les 3 bassins versants.

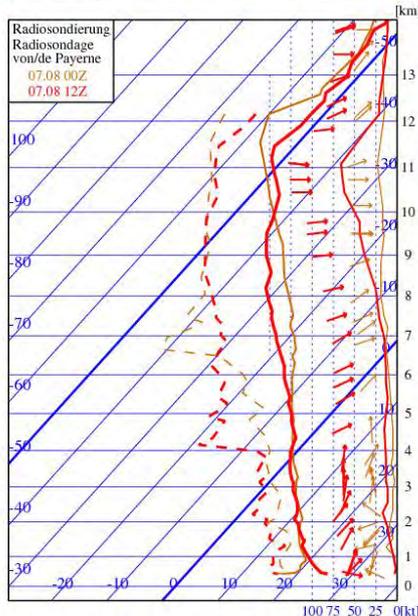
Bassin versant de l'Allenbach : 7.08.2004, 24.08.2004, 17.07.2009

### Wetterübersicht vom Samstag Résumé météorologique du Samedi

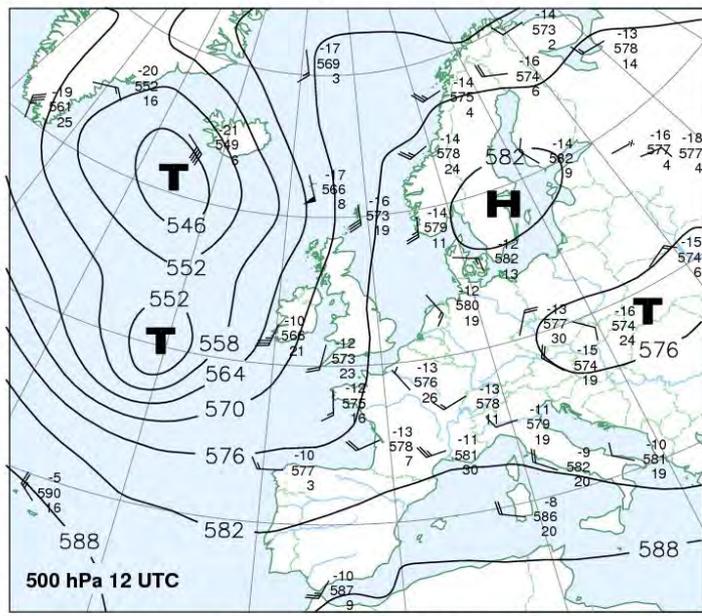
7.8.2004



Wetterkarte von 12 UTC  
Carte synoptique de 12 UTC



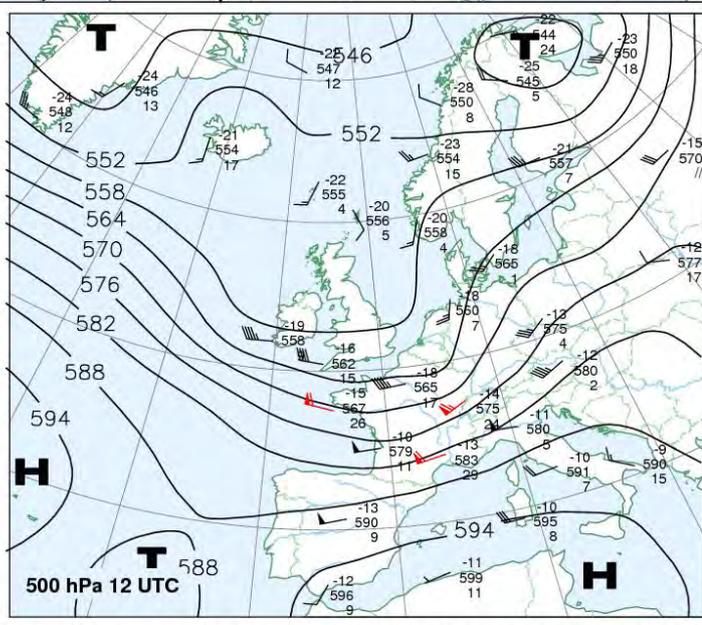
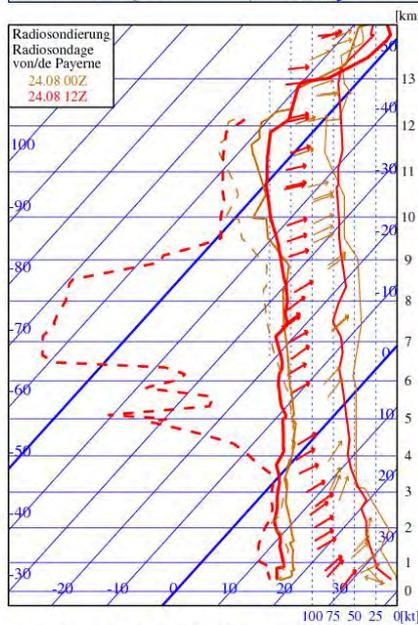
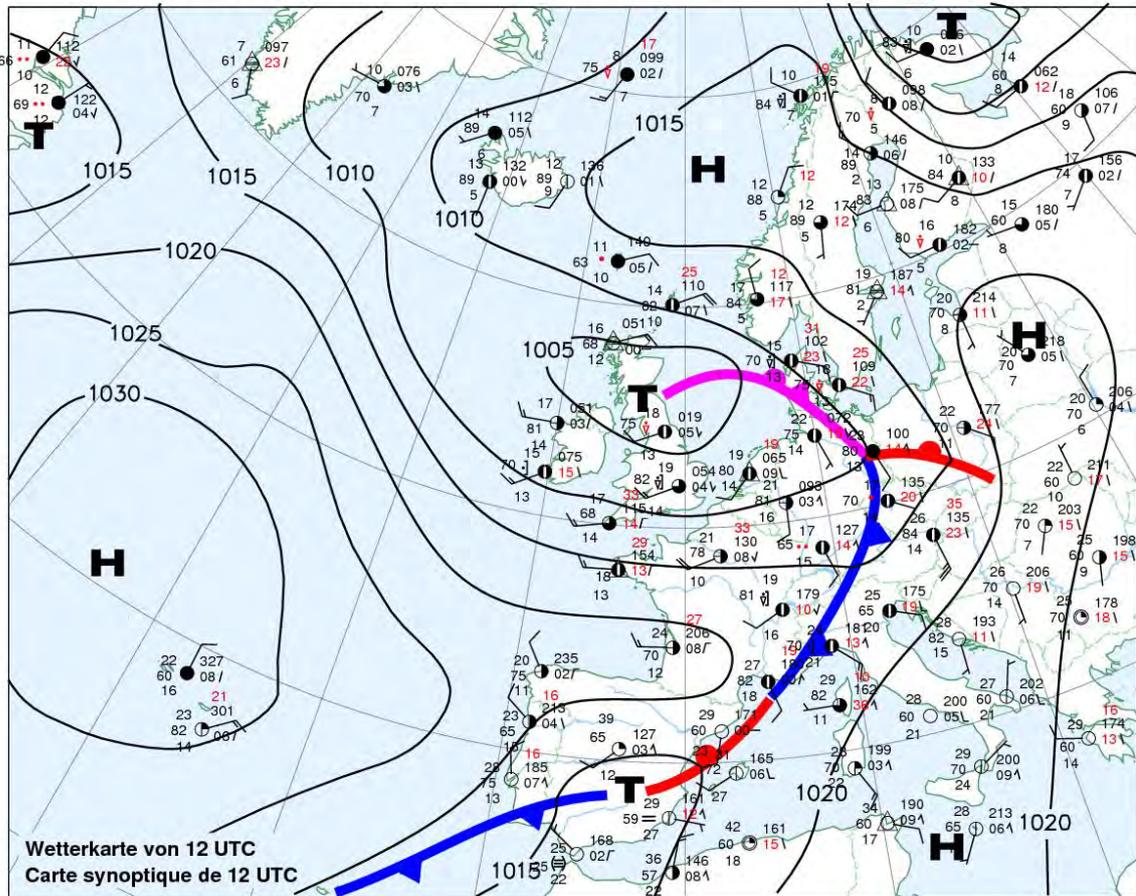
Radiosondierung  
Radiosondage  
von/de Payerne  
07.08.00Z  
07.08.12Z



500 hPa 12 UTC

**Wetterübersicht vom Dienstag**  
**Résumé météorologique du Mardi**

**24.8.2004**

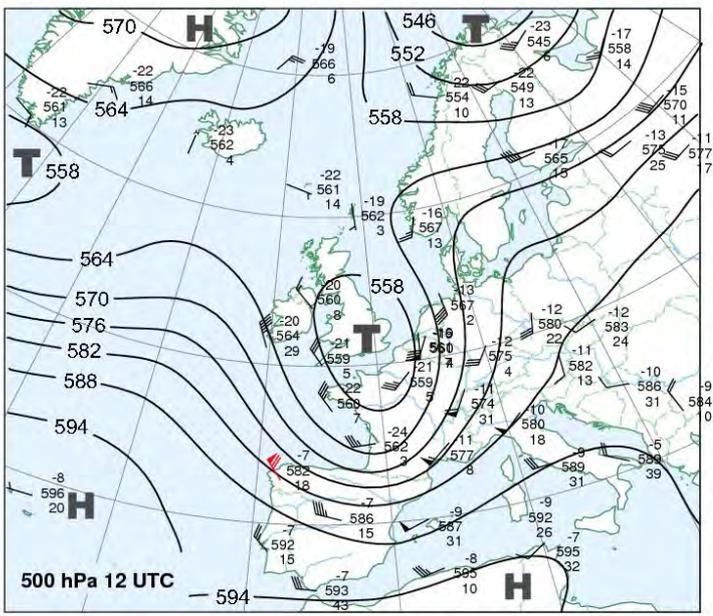
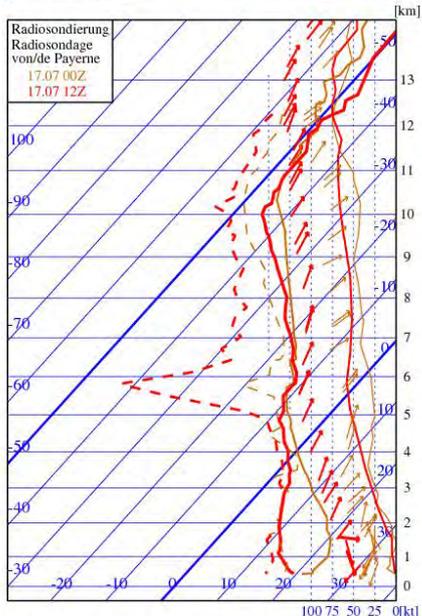
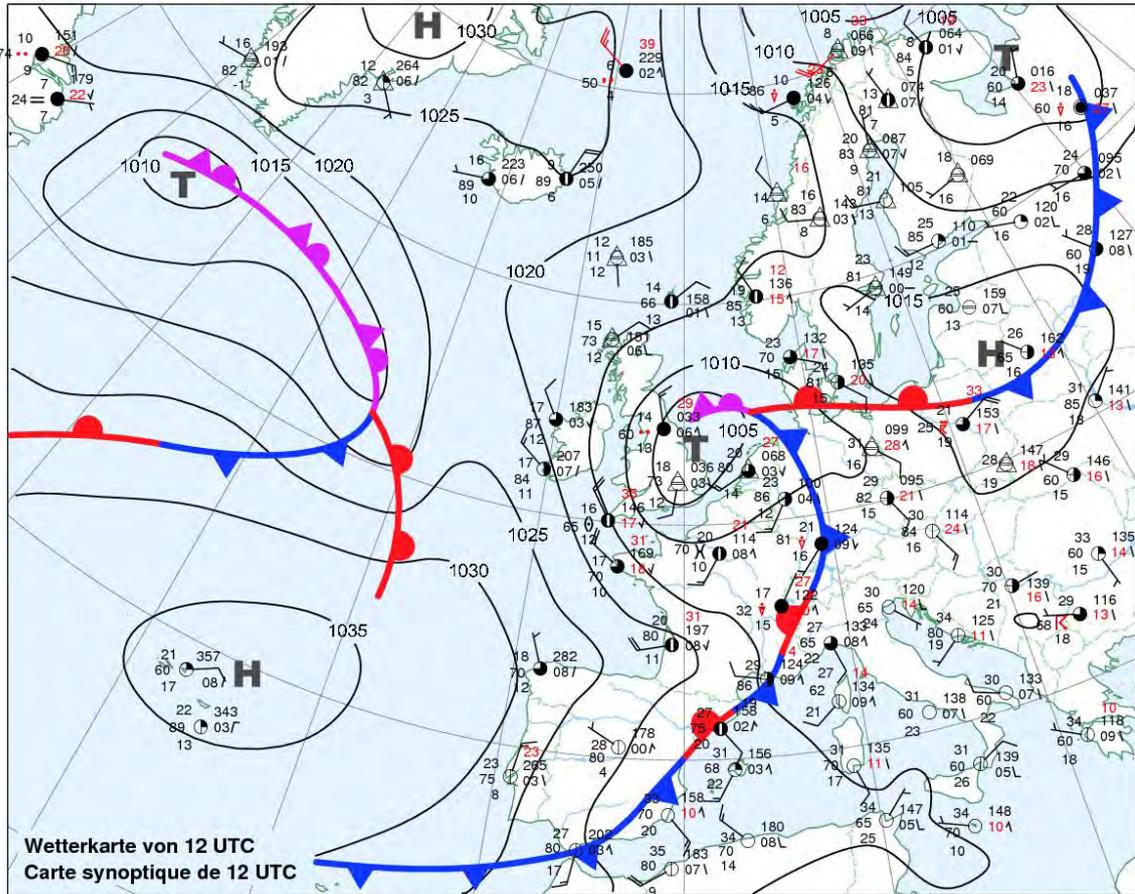


Wetterübersicht mit Karten + Daten ab Telefax Polling / Bulletin météorologique (cartes et données) par téléfax polling (Fr. 1.50 / Min.) 0900 55 32 44  
 Abonnement: MeteoSchweiz, F. Schacher, Postfach 514, 8044 Zürich, Hotline: 01 256 99 99

**Wetterübersicht vom Freitag**  
**Résumé météorologique du Vendredi** 17.7.2009

Schweizerische Eidgenossenschaft  
Confédération suisse  
Confederazione Svizzera  
Confederaziun svizra

Eidgenössisches Departement des Innern DI  
Département fédéral de l'intérieur DFI  
Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie MeteoSchweiz  
Office fédéral de météorologie et de climatologie MétéoSuisse



Wetterübersicht mit Karten + Daten ab Telefax Polling / Bulletin météorologique (cartes et données) par téléfax polling (Fr. 1.50 / Min.) 0900 162 244  
Abonnement: MeteoSchweiz, F. Schacher, Postfach 514, 8044 Zürich

Bassin versant de la Sitter : 7.06.2007 et 8.08.2007

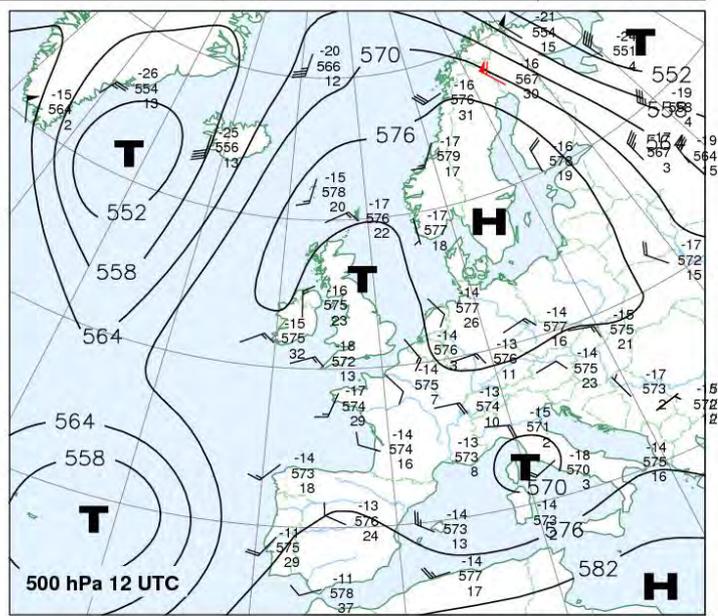
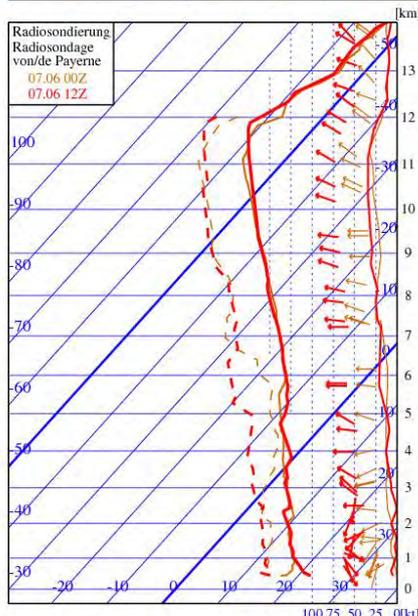
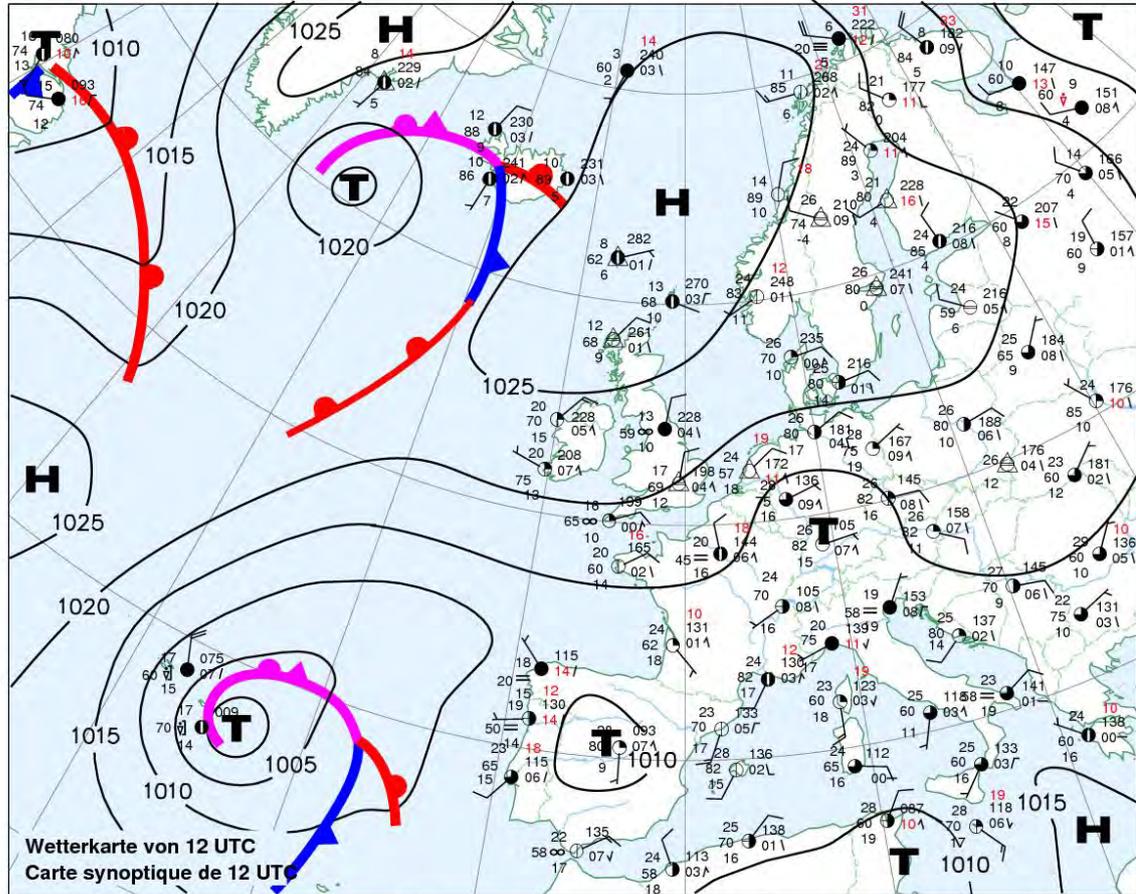
**Wetterübersicht vom Donnerstag**  
**Résumé météorologique du Jeudi**

7.6.2007



Schweizerische Eidgenossenschaft  
Confédération suisse  
Confederazione Svizzera  
Confederaziun svizra

Eidgenössisches Departement des Innern EDI  
Département fédéral de l'intérieur DFI  
Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie MeteoSchweiz  
Office fédéral de météorologie et de climatologie MétéoSwiss



Wetterübersicht mit Karten + Daten ab Telefax Polling / Bulletin météorologique (cartes et données) par téléfax polling (Fr. 1.50 / Min.)  
Abonnement: MeteoSchweiz, F. Schacher, Postfach 514, 8044 Zürich

0900 162 244

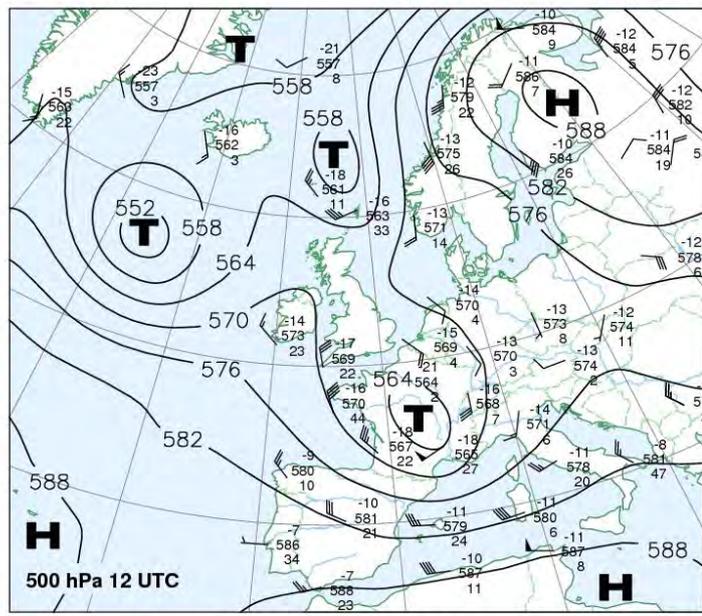
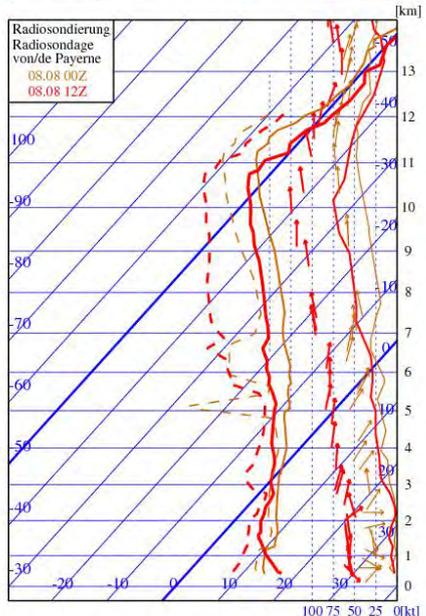
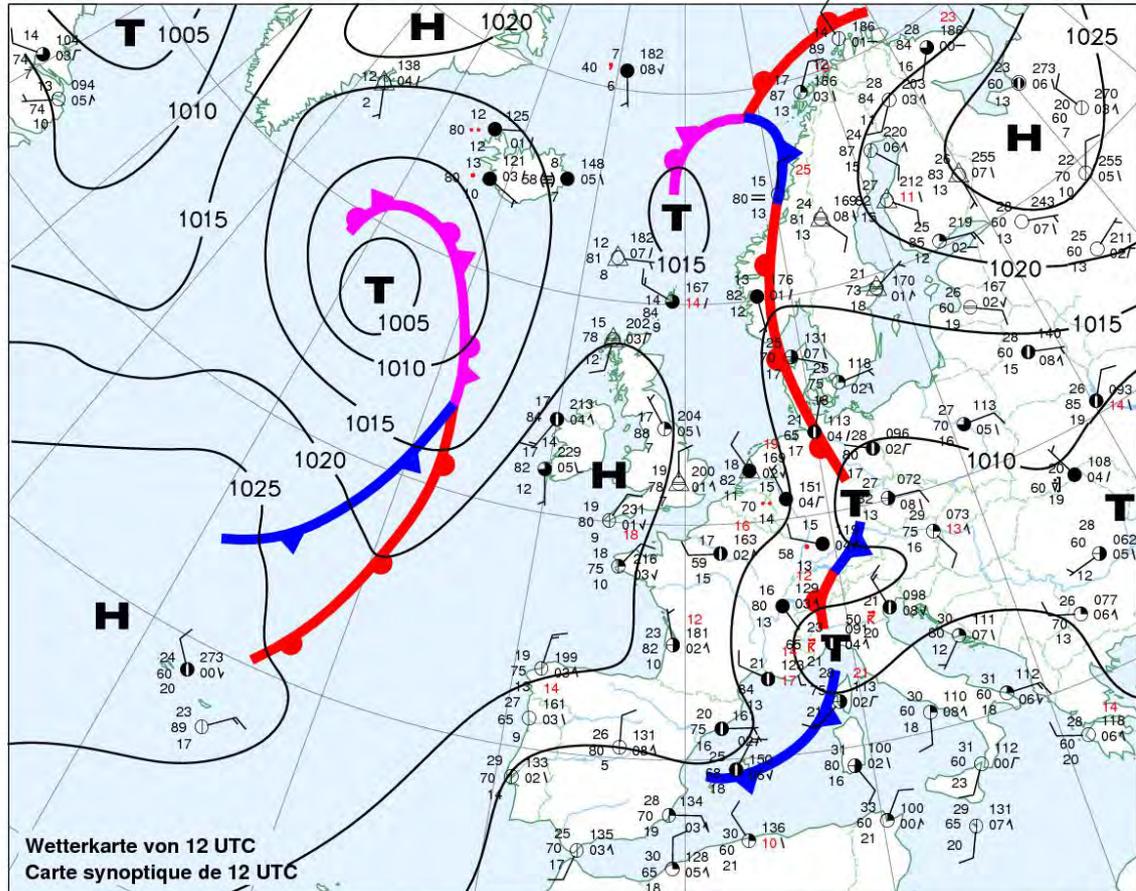
**Wetterübersicht vom Mittwoch**  
**Résumé météorologique du Mercredi**

8.8.2007



Schweizerische Eidgenossenschaft  
 Confédération suisse  
 Confederazione Svizzera  
 Confederaziun svizra

Eidgenössisches Departement des Innern EDI  
 Département fédéral de l'intérieur DFI  
 Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie MeteoSchweiz  
 Office fédéral de météorologie et de climatologie MétéoSuisse



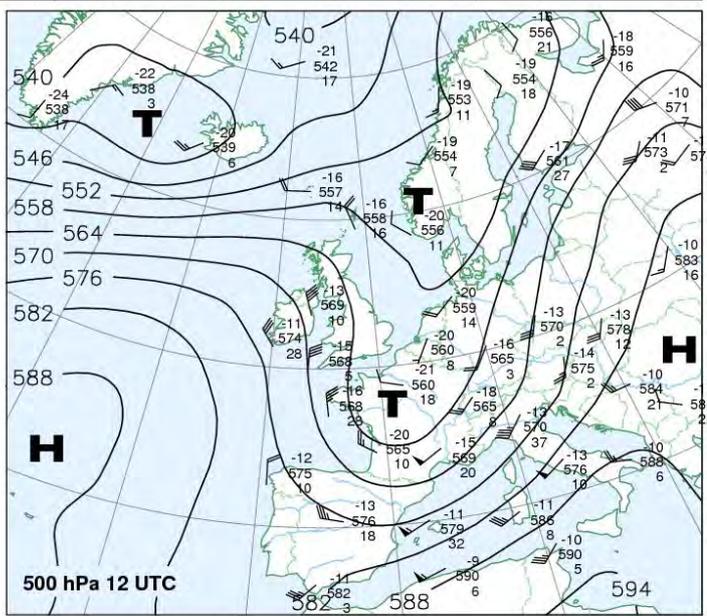
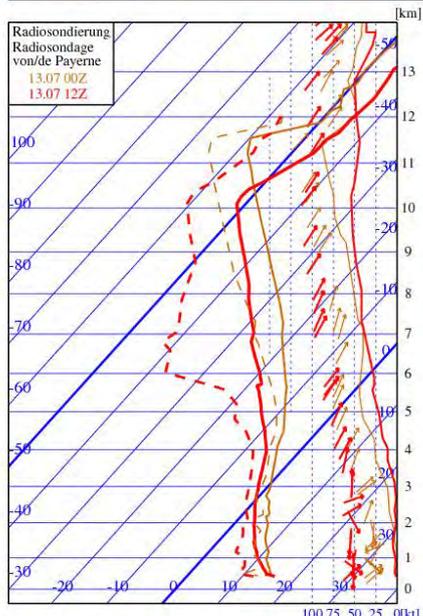
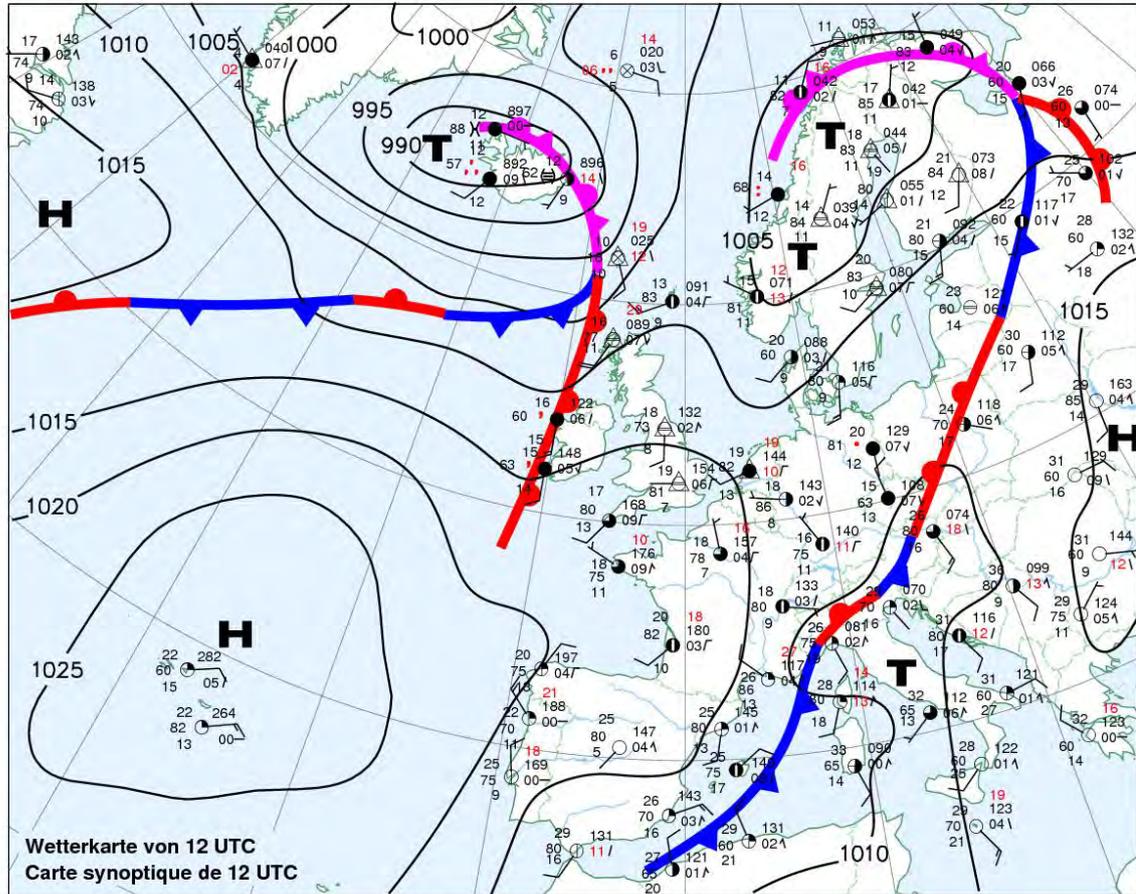
Wetterübersicht mit Karten + Daten ab Telefax Polling / Bulletin météorologique (cartes et données) par téléfax polling (Fr. 1.50 / Min.) 0900 162 244  
 Abonnement: MeteoSchweiz, F. Schacher, Postfach 514, 8044 Zürich

Bassin versant de la Landwasser : 13.07.02008 et 23.08.2005

**Wetterübersicht vom Sonntag**  
**Résumé météorologique du Dimanche** **13.7.2008**

 Schweizerische Eidgenossenschaft  
 Confédération suisse  
 Confederazione Svizzera  
 Confederaziun svizra

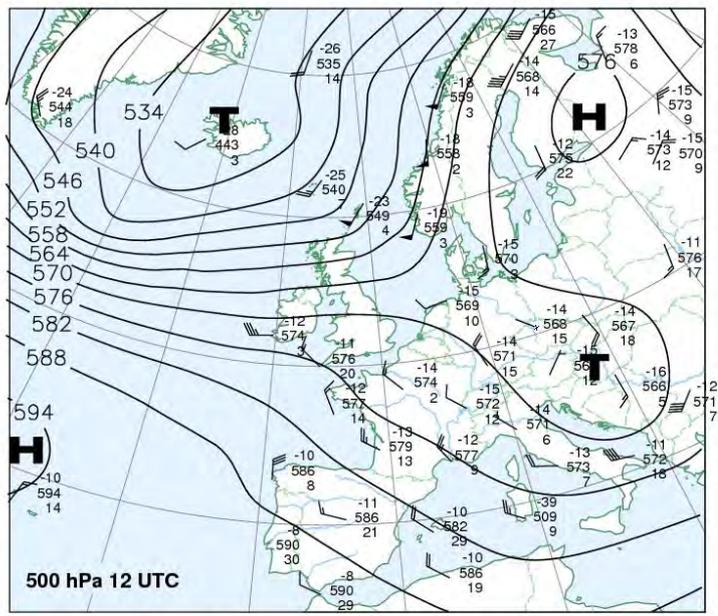
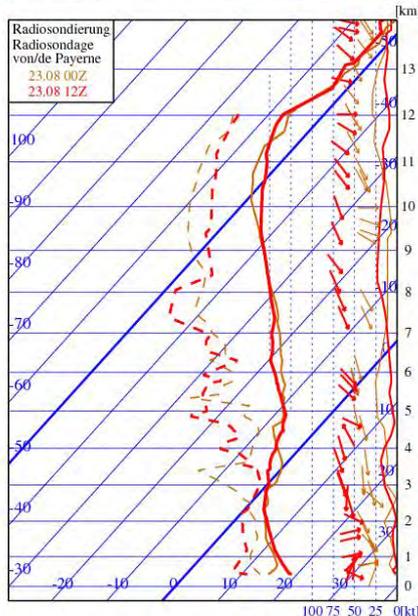
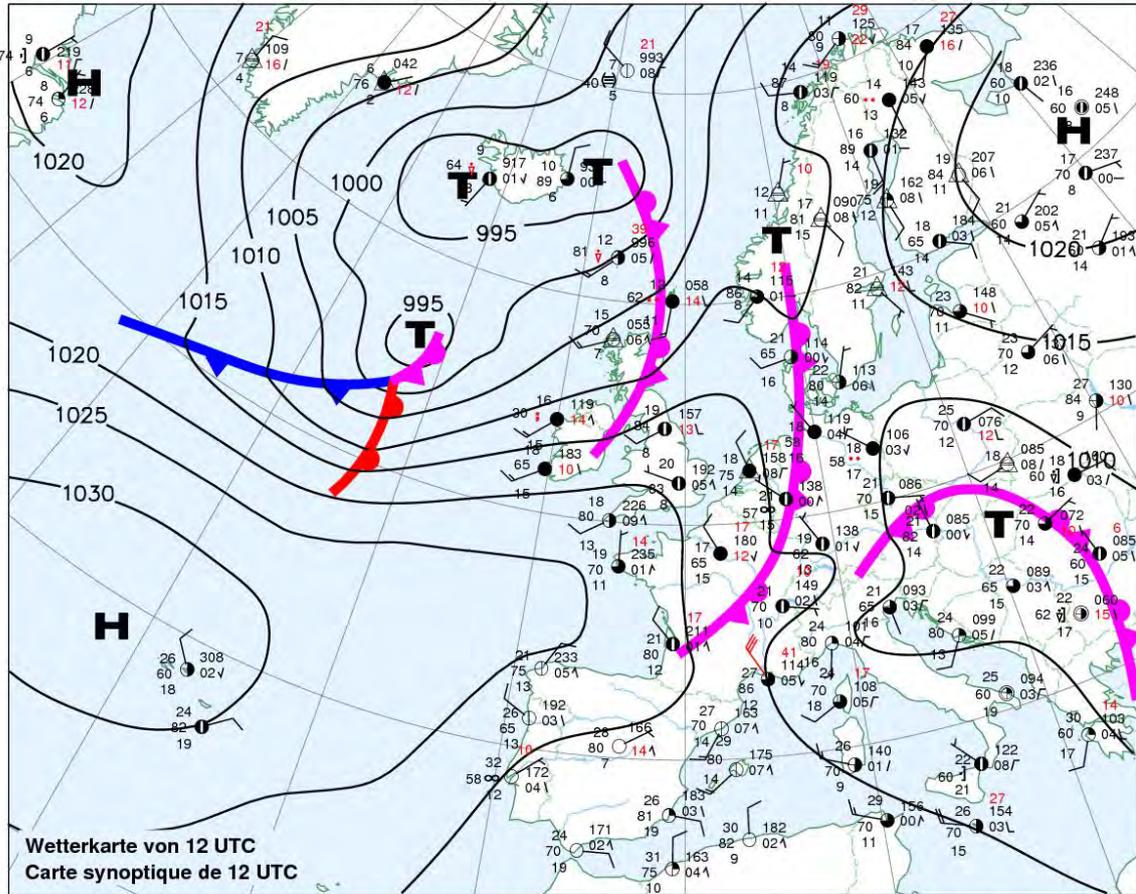
Eidgenössisches Departement des Innern EDI  
 Département fédéral de l'intérieur DFI  
 Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie MeteoSchweiz  
 Office fédéral de météorologie et de climatologie MétéoSuisse



Wetterübersicht mit Karten + Daten ab Telefax Polling / Bulletin météorologique (cartes et données) par téléfax polling (Fr. 1.50 / Min.) 0900 162 244  
 Abonnement: MeteoSchweiz, F. Schacher, Postfach 514, 8044 Zürich

# Wetterübersicht vom Dienstag Résumé météorologique du Mardi

23.8.2005



Wetterübersicht mit Karten + Daten ab Telefax Polling / Bulletin météorologique (cartes et données) par téléfax polling (Fr. 1.50 / Min.) 0900 162 244  
Abonnement: MeteoSchweiz, F. Schacher, Postfach 514, 8044 Zürich, Hotline: 044 256 99 99

**Ramona Georgeta Receanu**  
Rue Ch. du Mottey, 20  
1020 Renens  
Tel: + 41763488312  
E-mail : receanuramona@gmail.com



## Ingénieur environnement : Spécialisation modélisation hydrologique et aménagement hydraulique

### Formation Universitaire

---

- 2009 – présent **Doctorat** à l'Université de Lausanne, Faculté des géosciences et de l'environnement (GSE), en collaboration avec l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne Suisse.  
*Thèse en cours de réalisation:* « Simulation fine des précipitations et des crues extrêmes. Application aux petits bassins versants alpins non glaciaires ».
- Développement d'un modèle hydrologique (MPF) pour déterminer la crue maximale probable sur un bassin versant alpin et réalisation de cartes des dangers. Trois parties principales : Distribution spatio-temporelle de la pluie (mesurée ou PMP) à l'aide des nuages; Modélisation de l'écoulement d'eau de surface et en sous-sol, incluant infiltration et exfiltration; Modélisation de la fonte de la neige
- 2007 – 2009 **Master of Advanced Studies (MAS) in Hydraulic Engineering.** Spécialisation en Aménagements hydrauliques de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, EPFL-ETHZ.  
*Travail de diplôme:* « Méthodologie pour l'adaptation de la PMP à la détermination d'une PMF ». Note obtenue: 6/6.
- 2006– 2007 **Assistante** à l'Université « Politehnica », Faculté d'Hydrotechnique, Timișoara, Roumanie.
- 2001 – 2006 **Ingénieur environnement,** spécialisation: Aménagement pour la protection de l'eau et du sol, Université « Politehnica », Faculté d'Hydrotechnique, Timisoara, Roumanie  
*Travail de diplôme:* « L'étude théorique et pratique des inondations produites sur les bassins hydrographiques de la rivière du Var, France ». Note obtenue: 10/10.

### Expérience professionnelle

---

- 2007 – présent Stage professionnel, **Bureau d'ingénieurs Hertig & Lador SA**, St. Livres, Suisse: réalisation d'études et projets dans le domaine d'hydraulique et hydrologie en Suisse et France:
- Développement d'un modèle hydrologique (MPF) pour déterminer la crue maximale probable sur un bassin versant alpine et réalisation de cartes des dangers. Trois parties principales :
    - Distribution spatio-temporelle de la pluie (mesurée ou PMP) à l'aide des nuages,
    - Modélisation de l'écoulement d'eau de surface et en sous-sol, incluant infiltration et exfiltration,
    - Modélisation de la fonte de la neige.
  - Définition des charges des précipitations et des crues dans le bassin versant de Morzine à Avoriaz pour la définition des zones de danger
  - Calcul de l'hydrogramme de crues (PMF) pour le bassin versant de Nant Richard en France.
  - Calcul des vents extrêmes dans le but de réaliser une carte d'érosion et de déposition de la neige sur les bassins versants d'Avoriaz en France et du Simplon en Suisse.

- Projets d'éoliennes:
    - Détermination des vitesses moyennes du vent et du potentiel éolien à La Montagne de Buttes.
    - Détermination des sites favorables pour l'emplacement des éoliennes dans les régions de Sargans, de Mels, du Schwyberg, de Belle Chaux et du Gros Plané en Suisse.
  - Analyse du vent dans le tunnel du métro M2 à Lausanne.
  - Dessin Autocad GC.
- 2007 (5 mois) Stage professionnel, **Bureau EUROFUNCTION SRL**, Roumanie
- Préparation de données et réalisation de plans pour alimentation avec de l'eau pour les villages de la région Timis, Roumanie.
- 2007 (4 mois) Stage professionnel, **Université «Polytechnique», Faculté d'Hydrotechnique**, Roumanie
- Collaboratrice dans 2 projets de faisabilité:
- Etude de faisabilité de la gestion de déchets
  - Etude de faisabilité concernant la construction des ponts
- 2006 (5 mois) Ingénieur responsable de l'eau et d'assainissement, Bureau d'ingénieurs **Del Bono & CO.SA**, Timisoara, Roumanie
- Calcul d'alimentation d'eau, dimensionnement des canaux, pour des halles industrielles de la région Timis, Roumanie
- 2006 (3 mois) **HydroEurope** SOCRATE-ERASMUS Intensive Programme, France
- Projet réalisé sur l'étude théorique et pratique des inondations produites sur les bassins hydrographiques de la rivière du Var.

## Connaissances

---

### Langues:

Français:	Parlé et écrit couramment (cours à l'EPFL - B2/C1)
Anglais:	Parlé et écrit niveau moyen (A2/B1)
Roumain:	Langue maternelle

### Informatique

---

(maîtrise des logiciels)

- Hydraulique, transport de sédiments et hydrologie: HEC-RAS, Routing System3 (RS3), Hydraulic System, Epanet, HydroCosmos, Surfer, SIG: Manifold,
- Dessin par ordinateur: AutoCAD,
- Programmation: Matlab, VBA, Fortran,
- MS Office: Word, Excel, Power Point.

### Autres formations

---

- 2008
- Programme **HydroEurope**, Université de Nice – Sophia Antipolis, France.
- 2007
- Certificat de spécialisation - Horizontal Training on Structural Instruments, Romania.
  - Formation MS Office Excel Feuilles de calcul. EPFL, Lausanne, Suisse
- 2006
- World Association of Soil Conservation (WASWC).

Liste publications :

## Articles scientifiques et actes de colloques :

- Receanu, R-G., Hertig, J-A., Fallot, J-M., 2013 (à paraître): Modélisation hydrologique des précipitations et des crues extrêmes dans les bassins versants alpin. *Mémoire de la Société vaudoise des Sciences naturelles*, vol. **25**, 25-44.
- Receanu, R-G., Hertig J-A., Fallot J-M., 2012: A new hydrological model for estimating extreme floods in the Alps. *European Geosciences Union (EGU)*, Vienne, Autriche.
- Receanu, R-G., Hertig, J-A., 2012: Estimation of extreme floods with a new distributed hydrological model. *12<sup>th</sup> International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM2012*. Conference Proceeding, vol. **3**, 649-654.
- Receanu, R-G., Hertig, J-A., Fallot, J-M., 2012: The estimation of PMP and PMF on Alpine basins in Switzerland. Publication in the proceedings book of *Air and Water - Components of the Environment*. BDI index in DOAJ (ISSN: 2067-743X). <http://www.doaj.org/doaj?func=abstract&id=1044593>, 212-219.
- Receanu, R-G., Hertig, J-A., Fallot, J-M., 2012: Détermination des crues extrêmes dans les bassins alpins suisses par la méthode PMP-PMF. *Société Hydrotechnique de France (SHF)*, Paris, France, 8.
- Receanu, R-G., Hertig, J-A., Fallot, J-M., 2011: Estimation des crues extrêmes dans les Alpes suisses à l'aide d'un modèle hydrologique distribué. *Actes du 24<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Rovereto, Italie, 501-506.
- Receanu, R-G., Hertig, J-A., Fallot, J-M., Theodor Eugen Man, 2011: Determination of extreme floods using a distributed hydrological model. *Scientific Bulletin of the «Politehnica» University of Timisoara*, Romania, Transactions on Hydrotechnics, Tom **56** (70), Fascicola 1, 33-36.
- Receanu, R-G., Hertig J-A., Fallot J-M., 2010: A methodology for the adaptation of a PMP at the determination of a PMF. *Scientific Bulletin of the «Politehnica» University of Timisoara*, Romania, Transactions on Hydrotechnics, Tom **55** (69), Fascicola 1, 41-49.
- Receanu, R-G., Hertig, J-A., Fallot, J-M., 2010: L'effet de la PMP et de la fonte des neiges sur la PMF dans un bassin versant alpins suisse. *Actes du 23<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Rennes, France, 499-504.
- Receanu, R-G., 2009 : *Méthodologie pour l'adaptation de la PMP à la détermination d'une PMF*. Mémoire de master. École Polytechnique Fédérale de Lausanne, 98.
- Receanu, R-G., Hertig, J-A., 2009 : *Méthodologie pour l'adaptation de la PMP à la détermination d'une PMF*. LCH, no **43**. Communication, Laboratoire de constructions hydrauliques, Ed. Prof. Dr. A. Schleiss, École Polytechnique Fédérale de Lausanne, 269-278.

**Rapports scientifiques :**

- Hertig, J-A., Fallot, J-M., Receanu, R-G., 2009: *Définition des charges des précipitations et des crues dans le bassin versant de Morzine – Avoriaz pour la définition des zones de danger. Cas des crues du sous bassin-versant Nant Richard, les Prodins (Avoriaz)*. Rapport dessiné à M. Burkard, CH-3900 Brig-Glis, 40.
- Hertig, J-A., Receanu, R-G., 2009. *Bassin versant de Morzine – Avoriaz. Définition des zones de danger. Établissement de carte d'érosion et de déposition de la neige*. Rapport dessiné à M. Burkard, CH-3900 Brig-Glis, 40.
- Hertig, J-A., Fallot, J-M., Receanu, R-G., 2009 : *Arête au-dessus de Simplon Village. Établissement de carte d'érosion et de déposition de la neige*. Rapport dessiné à M. Burkard, CH-3900 Brig-Glis, 33.
- Hertig, J-A., Fallot, J-M., Receanu, R-G., 2011 : *Projet d'éoliennes à Sargans – Mels (SG). Détermination des sites éoliens les plus favorables dans la région de Sargans (SG)*. Rapport destiné au bureau Groupe E / GreenWatt SA. Granges-Paccot, 33.
- Hertig, J-A., Fallot, J-M., Receanu, R-G., 2012 : *Projet de parc éolien au Schwyberg (FR). Détermination des vitesses moyennes et du potentiel éolien au Schwyberg (FR) à partir de mesures in situ réalisées durant 4 mois en 2007 et des modélisations*. Rapport destiné au bureau Groupe E / GreenWatt SA., CH – 1763, Granges-Paccot, 124.

