



ÉCOLE POLYTECHNIQUE  
FÉDÉRALE DE LAUSANNE

LABORATOIRE DE CONSTRUCTIONS HYDRAULIQUES

Département de génie civil

## **Communication 5**

Séminaire à l'EPFL, 15-16.10.1996

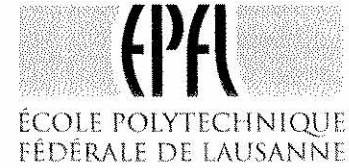
**RECHERCHE DANS LE DOMAINE DES BARRAGES**

**CRUES EXTREMES**

Editeur : Professeur Richard Sinniger

Directeur du Laboratoire

LAUSANNE, 1997



LABORATOIRE DE CONSTRUCTIONS HYDRAULIQUES  
Département de génie civil

**Communication 5**

Séminaire à l'EPFL, 15-16.10.1996

**RECHERCHE DANS LE DOMAINE DES BARRAGES**

**CRUES EXTREMES**

Editeur : Professeur Richard Sinniger  
Directeur du Laboratoire  
LAUSANNE, 1997

## PREFACE

Les connaissances nécessaires à la planification, la construction et la surveillance des barrages s'appuient sur les bases scientifiques les plus diverses. Ainsi, les domaines des matériaux, de la géodésie ou même de la météorologie sont concernés au même titre que ceux de la géotechnique, de l'économie hydraulique et des structures. La diversité des travaux de recherche et de développement (R+D) relatifs aux barrages sont révélateurs de cette pluridisciplinarité.

Dans ce contexte, il convient de relever le rôle de l'Office fédéral de l'économie des eaux et en particulier de sa section des grands barrages dirigée depuis 1980 jusqu'à janvier 1997 par M. le Dr Rudolf Biedermann, qui s'est investi à trouver des moyens financiers auprès de la Confédération pour la recherche dans ce domaine. Nous profitons de cette occasion pour lui présenter nos plus vifs remerciements.

La journée du 16 octobre consacrée aux crues extrêmes a permis de présenter aux professionnels de la branche les résultats des plus récents travaux effectués dans le cadre de cette recherche à l'Ecole polytechnique fédérale de Lausanne. Outre des chercheurs de l'EPFL, des spécialistes invités ont contribué à établir l'état des connaissances aux niveaux national et international.

Les développements effectués pour la détermination des crues extrêmes ne s'adressent pas exclusivement aux experts en barrages. Ils présentent également un intérêt beaucoup plus large pour les branches professionnelles concernées.

Professeur Richard Sinniger

Lausanne, janvier 1997

## TABLE DES MATIERES

### *Session 1 : Modélisation des précipitations*

D. Grebner	Meteorologische Verhältnisse und Starkniederschläge im Alpenraum	1-8
E. Barthauy, A. Waldvogel	Niederschlagssysteme	9-18
J.-A. Hertig	Possibilités et limites de la méthode PMP-PMF : une expérience suisse	19-41
Ch. Montavon	Estimation de précipitations orographiques maximales probables par modélisation numérique	43-63
A.-C. Favre, O. Overney, D. Consuegra, A. Musy	Modélisation stochastique de séries de précipitations, application à la détermination des crues extrêmes	65-76

### *Session 2 : Modélisation des écoulements*

R. Bischof	Überprüfen und Nachrüsten von Hochwasserentlastungsanlagen	77-88
D. Bérod	Modélisation hydrologique à base quasi-physique de la crue extrême sur des petits bassins alpins	89-96
J. Dubois	La rugosité hydraulique des bassins versants et son influence sur la formation des crues	97-107
J.-L. Boillat	Application de la méthodologie PMP-PMF à la retenue de Mattmark	109-134



**Meteorologische Verhältnisse  
und Starkniederschläge im  
Alpenraum**

---

**D. Grebner**

## Meteorologische Verhältnisse und Starkniederschläge im Alpenraum

### 1 Prozess-Varianten für Starkniederschläge

Die Bildung von Niederschlag setzt in der Atmosphäre hohen Wasserdampfgehalt und ausgeprägte Hebungsbewegung voraus. Der Hebungsvorgang kann auf zwei unterschiedlichen Arten ablaufen (Tab. 1). Diese beiden Prozess-Varianten haben zwei Niederschlagsarten mit unterschiedlichen Eigenschaften zur Folge. Der sogenannte konvektive Prozess ist charakterisiert durch kurze Dauer (bis wenige Stunden) und hohe Intensität (mm/h) der Niederschläge. Der sogenannte advektive Prozess (in der freien Atmosphäre oder am Gebirge) erzeugt lange Niederschlagsdauern (bis ca 3 Tage pro System), aber geringere Intensitäten.

Tabelle 1: Charakterisierung der beiden möglichen Niederschlagsarten. N, S: Alpen-nord- bzw. -südseite.

Hebungsart	Hebungsvorgang	Niederschlagsart	(extreme) Gössenordnung		horizontale Ausdehnung
			Intensitäten	Tagessummen	
konvektiv	vertikale Umlagerung	Schauer (Gewitter)	100 mm / h	100 mm / d	lokal (20 km)
advektiv	quasi-horizontales Aufgleiten	Dauer-Niederschlag	15 mm / h (N) 40 mm / h (S)	250 mm / d (N) 400 mm / d (S)	grossflächig (200 km)

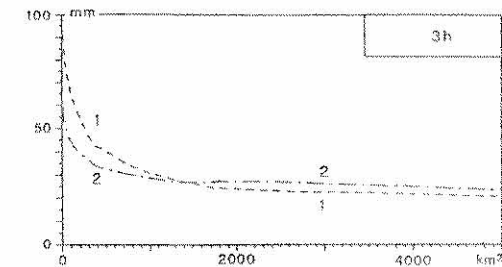


Abb. 1: Flächen-Mengen-Beziehungen für 3stündige Gebietsniederschläge; 1) Mittelland-Verhältnisse, 2) inneralpine Verhältnisse im Raum Hinterhohe.

Aufgrund der Prozessunterschiede ergeben sich ausser den in Tabelle 1 angegebenen Niederschlagseigenschaften im Hinblick auf Hochwasser noch weitere Kernaussagen:

- Wie Abbildung 1 zeigt, sind die Niederschlagsmengen konvektiver Prozesse inneralpin (siehe über kleinen Flächen Kurve 2) deutlich geringer als voralpin (Kurve 1). Bei grossflächigen, d.h. bei Dauerniederschlägen vertauscht sich dieses Verhältnis aufgrund von Niederschlagsfeldern, die von Süden übergreifen (siehe Kap. 2.1).
- Für Bemessungen ist entscheidend, dass Statistiken von stündlichen Intensitäten nicht zur Beurteilung von Dauerniederschlägen verwendet werden dürfen (Grebner, 1990).

- Den Dauerniederschlägen können konvektive Verstärkungen überlagert sein. Dies gilt aufgrund der atmosphärischen Schichtungsvoraussetzungen besonders auf der Alpen Südseite, in abgeschwächtem Mass auf der Nordseite.
- Extreme Hochwasser, deren Scalenbereich über lokale Ereignisse hinausgeht, werden von Dauerniederschlägen verursacht.

## 2 Meteorologische Verhältnisse für starke Dauerniederschläge

### 2.1 Lage und Form der Alpen

Die meteorologischen Verhältnisse vor allem bei starken Dauerniederschlägen sind wesentlich der Lage und der Form der Alpen unterworfen. Durch seine West-Ost-Orientierung separiert der Gebirgszug als Schwelle die nordalpin kühl-gemässigte und die südalpin subtropische Luft (Abb. 2 a). Aufgrund der vertikalen Schichtungen dieser beiden Luftmassen ergeben sich sehr unterschiedliche Niederschlagsseigenschaften. Südalpin sind die Dauerniederschläge vorherrschend durch konvektive Überlagerungen sehr variabel. Das Beispiel in Abbildung 3 zeigt die prozentualen Anteile der stündlich höchsten 10minütigen Niederschläge an den Stundenmengen während des Ereignisses vom 7./8. August 1978. Es betraf beide Seiten der Alpen (siehe Abb. 4 b) und macht insbesondere in der Hauptphase die hohen Variabilitätsunterschiede deutlich. Nordalpin fielen seinerzeit grossflächig bis 120 mm pro Tag, südalpin wurden bis zum Ausfall der Instrumente 150 mm beobachtet.

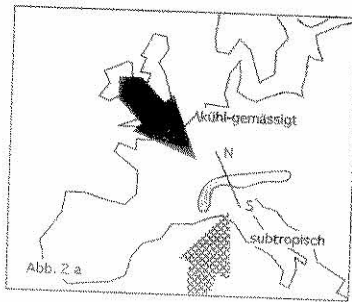
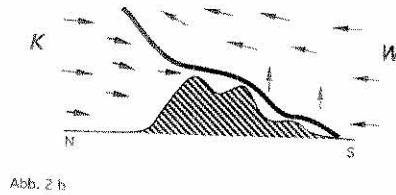


Abb. 2: a) Klimatyp nördlich und südlich der Alpen. b) Schematisierter vertikaler Querschnitt über die Alpen (Achse N/S) bezüglich Temperatur und Strömung; vertikale Pfeile symbolisieren die Tendenz zu konvektiven Einlagerungen.



Die unterschiedlichen Schichtungseigenschaften haben auch zur Folge, dass nordalpin die Stauwirkung des Gebirges keine Voraussetzung für die beobachteten Extremniederschläge ist. Bei den untersuchbaren extremsten Fällen ist der Beitrag durch Stau auf der Alpennordseite sekundär oder nicht existent (z.B. Abb. 5 a). Dies bedeutet, Stau ist dort eine relativ häufige Ursache für heftige, aber nicht für extreme Ereignisse. Er trägt vor allem zur spezifischen mittleren Verteilung der Niederschlagsmengen bei. Da nordalpin allein der Zustand innerhalb der Atmosphäre über das Auftreten extremer Niederschläge entscheidet, unabhängig von der Orographie, können sie bei verschiedenen Strömungslagen zustande kommen (Abb. 4 a-d und f).

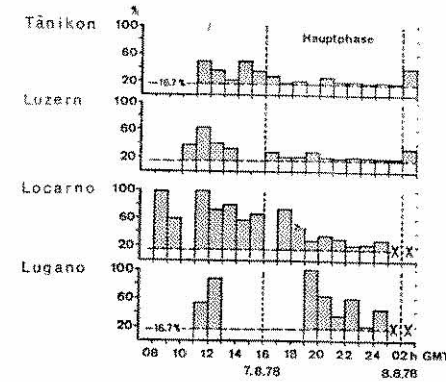


Abb. 3: Relativer Anteil der maximalen 10minütigen Niederschlagssummen an den jeweiligen Stundenmengen während des Ereignisses vom 7./8. August 1978; 16.7 % entspricht einer gleichförmigen Regenintensität während einer ganzen Stunde. Symbole: 'z' 10minütiges Maximum erreichte die Registriergrenze; 'x' Übermittlungsausfall im automatischen Messnetz.

Auf der Alpen Südseite hingegen hängt die zu beobachtende Niederschlagsleistung stark von den konvektiven Einlagerungen während den Dauerniederschlägen ab. Dabei trägt die Orographie wesentlich zur Auslösung der Konvektion bei, d.h. die extremen Dauerniederschläge treten nur bei südlichen Strömungsrichtungen gegen die Alpen auf. Während solchen Lagen kann gleichzeitig Kaltluft gegen die Alpennordseite gerichtet sein (Abb. 2 b). Dann setzt sich der Aufgleitvorgang über die Alpen hinweg auf der Nordseite in der freien Atmosphäre fort, d.h. das Niederschlagsfeld liegt quer über das Gebirge und kann auch die im Lee liegende Nordseite massiv überregnen (Abb. 6 b).

Auch für die inneralpinen Gebiete hängt das Auftreten von Starkniederschlägen von der Anströmungsrichtung ab. Besonders günstige Bedingungen stellen dabei wiederum die Südströmungen dar: Einerseits durch ihre teilweise oder ganz die Alpen übergreifenden Niederschlagsfelder, andererseits noch lateral durch konvektive Niederschlagsverstärkungen, die von der Südseite über den Gebirgskamm noch die inneralpinen Einzugsgebiete erreichen können (Abb. 5 c). Wie die Abbildungen 6 a und b für das Wallis zeigen, sind dem Spielraum für die Anströmungsrichtung in einem bestimmten Einzugsgebiet jedoch enge Grenzen gesetzt. Die optimale Anströmung liegt für diese inneralpine Gebiet bei Süd bis Südost (Lang et al., 1996).

Neben der Lage und der Ausrichtung ist auch die Form der Alpen bezüglich starke Dauerniederschläge wetterwirksam. Der gebogene Westteil provoziert bei West- und Nordwestströmung auf der Alpen Südseite, speziell im Raum Turin/Mailand und Padua/Udine sekundäre Tiefdruckgebiete. Ihre von Süden gegen die Alpen gerichtete Zirkulationsseite erfüllt die oben erwähnten Bedingungen. Vielfach steht gerade bei diesen Entwicklungen gleichzeitig nordalpin Kaltluft an, sodass die in Abbildung 2 b skizzierte Strömungskombination entsteht (siehe auch Abb. 4 c und 5 b).

### 2.2 Zirkulationsformen und räumliche Niederschlagsverteilungen

Auf der Alpen Südseite sind, wie erwähnt, die Zirkulationsbedingungen für Starkniederschläge im wesentlichen auf Südströmungen beschränkt (z.B. Abb. 4 b, c, e). Auf der Alpennordseite sind hingegen verschiedene Zirkulationszustände, ohne direkte Beteiligung der Orogra-

phie, zur Produktion von Extremniederschlägen geeignet. In den Abbildungen 4 a-f sind die systematisierten horizontalen Zirkulationstypen der extremsten Ereignisse seit 1977 chronologisch dargestellt.

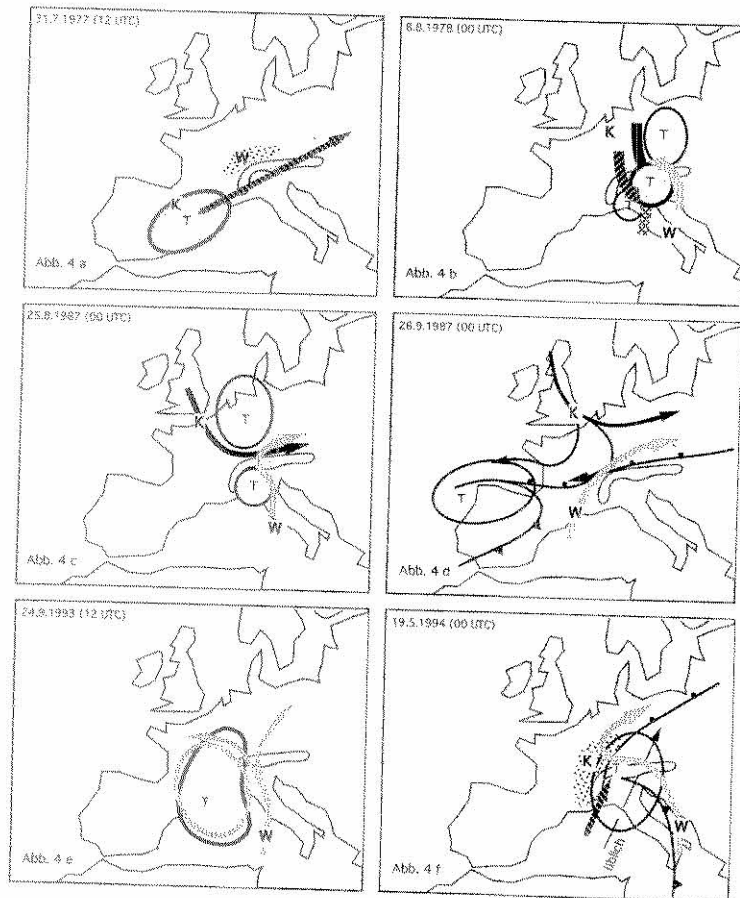


Abb. 4: Schematisierte Zirkulationsformen der extremsten Niederschlagsereignisse im Schweizer Alpenraum seit 1977. In 4 b und e sind die bodennahe und die Höhenzirkulation überlagert dargestellt.

Niederschlagsursache	betroffenes Gebiet
a) Niederschlag durch Kaltlufttropfen (kaltes Höhentief)	Schächental
b) Kaltlufttropfen über zwei bodennahen Tiefdruckgebieten	Tessin und Thurgau
c) Konvergente Zirkulation (siehe Abb. 2 b, 5 b)	Alpenrhein (Juli 1987) Reuss (August 1987)
d) Frontale Zirkulation (siehe Abb. 5 a)	Jura
e) Südanströmung mit konvektiver Verstärkung (siehe Abb. 5 c)	Brig, Saas Almagell
f) Vb-Lage auf relativ westlicher Bahn	Unterlauf von Aare, Reuss und Thur

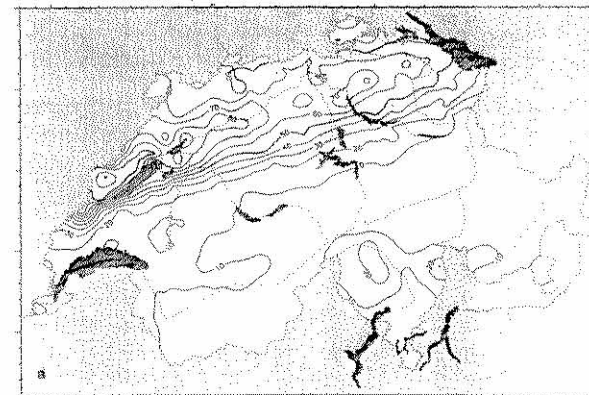


Abb. 5 a: Verteilung eines Tagesniederschlags mit nordalpiner Entstehung, 25.9.87.

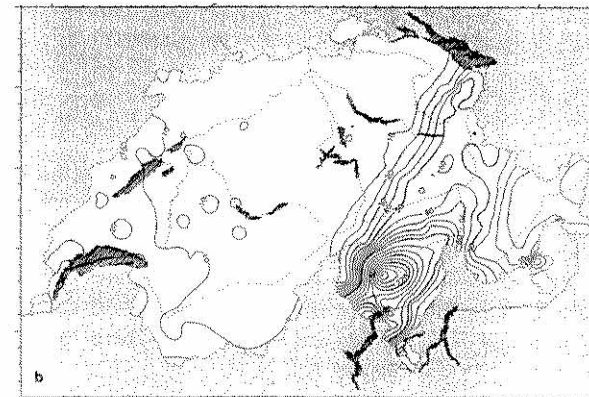


Abb. 5 b: Verteilung eines Tagesniederschlags mit südalpiner Zentrum und alpenübergreifender Felddausdehnung, 17.7.1987 (vergleichbar auch 24.8.1987).

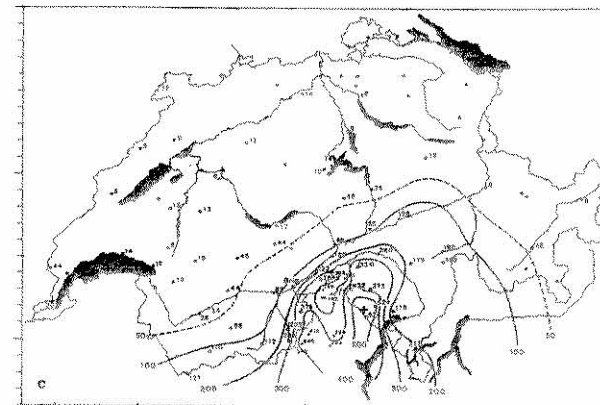


Abb. 5 c: Verteilung der Niederschlagssumme vom 22.9. (0.00 UTC) bis 25.9. (6.00 UTC) 1993 mit südalpiner Zentrum und kammanaher, konvektiver Verstärkung, die sich noch ins Wallis hinein auswirkt (Saltina/Brig).

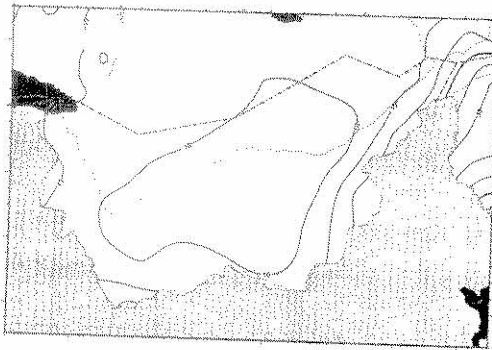


Abb. 6 a: Gemittelte Verteilung von Tagesniederschlägen bei südwestlicher Anströmung (53 Fälle).

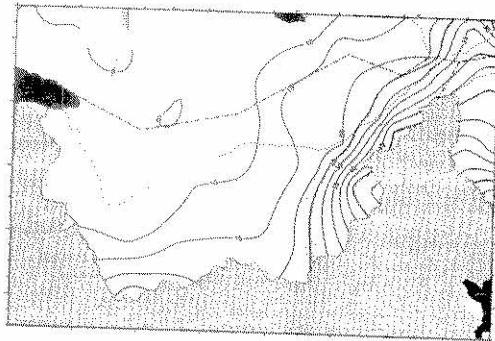


Abb. 6 b: Gemittelte Verteilung von Tagesniederschlägen bei südlicher Anströmung (20 Fälle).

Die Zirkulationen in den Abbildungen 4 a, d, f erzeugten massgeblich auf der Alpennordseite Starkniederschläge mit Hochwasserschäden (siehe Gebietsangaben in der Bildlegende; Grebner und Richter, 1991; Grebner, 1994 a). Zum Ereignis vom 26.9.1987 (Abb. 4 d) ist in Abbildung 5 a die Niederschlagsverteilung wiedergegeben.

Die Zirkulation der Abbildung 4 b hatte aufgrund der besonderen vertikalen Überlagerung sowohl auf der Alpennordseite wie auch auf der Alpensüdseite ein Niederschlagszentrum und Schadenhochwasser (Grebner, 1980).

Die Entwicklung in Abbildung 4 c erzeugte ein südzentriertes, alpenübergreifendes Starkniederschlagsfeld (Abb. 5 b; Grebner und Richter, 1991) mit Hochwasserschäden im Raum der Feldachse (Zeller und Rößlisberger, 1988).

Beispiel 4 e betraf die Alpensüdseite und die kammnahe Zone im inneralpinen Einzugsgebiet Wallis (Goms, Abb. 5 c; Grebner, 1994 b). Die Niederschlagsverteilung entspricht dem in Abbildung 6 b dargestellten Typ (Lang et al., 1996).

### 2.3 Raum-Zeit-Eigenschaften eines Niederschlagssystems

Neben den Zirkulationszuständen, welche starke Hebungsbewegungen in der Atmosphäre verursachen, und dem Wasserdampfgehalt sind zur Entstehung von Starkniederschlägen über

einem bestimmten Einzugsgebiet, d.h. letztlich zur Entstehung von Hochwasser, weitere Eigenschaften des Niederschlagssystems entscheidend:

- |                          |     |                                       |     |
|--------------------------|-----|---------------------------------------|-----|
| - horizontale Ausdehnung | (6) | - Folge von Ereignissen               | (5) |
| - Zuggeschwindigkeit     | (2) | - Verlauf der Niederschlagsintensität | (7) |
| - Zugrichtung            | (3) | - räumliche Niederschlagsverteilung   | (8) |
| - Lebensdauer            | (4) | - Schneefallgrenze                    | (1) |

Diese Reihenfolge ist prozessbezogen gewählt. Unter der Voraussetzung optimaler Niederschlagsbedingungen in der Atmosphäre ergeben sich zur Erzeugung von Hochwasser die in Klammern gesetzten Prioritäten. Im Fall eines stillstehenden Niederschlagssystems (d.h.: keine Zuggeschwindigkeit) entfällt auch der Einfluss der Zugrichtung; die horizontale Ausdehnung des Feldes eines Dauerniederschlages im Alpenraum ist dann nur für ein grösseres System von Einzugsgebieten ein limitierender Faktor, nicht für ein Einzelgebiet.

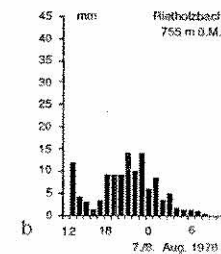
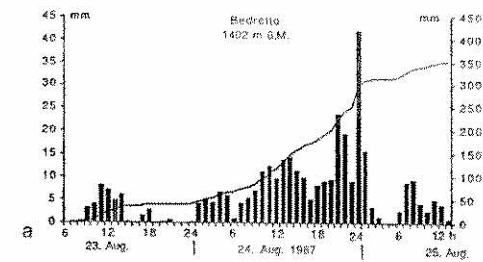


Abb. 7: Beispiele des Niederschlagsverlaufs (mm/h) (a) an der Station Bedretto im gleichnamigen Tal der Alpensüdseite und (b) an der voralpinen Station Rietholzbad auf der Alpennordseite.

An nächster Stelle folgt die Lebensdauer eines Ereignisses, bzw., mit verschärfter Bedeutung, eine dichte Folge mehrerer Ereignisse. Die Voraussetzungen dafür basieren aber dann auf dem Scale der hemisphärischen Zirkulation, der den bisher besprochenen Systemen übergeordnet ist. Beispiele dafür sind die Hochwasser im Tessin (September/Oktober 1993) oder auch ausseralpin am Mississippi (Juli 1993), im Rhein-Main-Donau-Gebiet (Dezember 1993 und Februar 1995).

Bei gegebener Dauer eines Einzelereignisses oder einer Ereignisfolge werden schliesslich der zeitliche Verlauf der Niederschlagsintensität und deren räumliche Verteilung hochwassergene-tisch entscheidend (Jordan und Hohl, 1991). Die atmosphärischen und orographischen Be-

dingungen auf der Alpensüdseite machen es z.B. möglich, dass noch am Ende eines Dauerniederschlags konvektive Intensitäten auftreten können (Abb. 7 a). Für die Alpenmordseite ist hingegen der Intensitätsverlauf von Abbildung 7 b typisch.

### 3 Schlussbemerkung

Der ortsfest in einem Einzugsgebiet auftretende, abflusswirksame Niederschlag ist, wie auch der Abfluss, das Ergebnis zahlreicher Teilprozesse. Im Alpenraum kommen gegenüber ausseralpinen Gebieten noch zusätzliche Bedingungen hinzu. Wie aber die Diskussion zeigt, ist die Existenz der Orographie im Niederschlagsprozess von Gebiet zu Gebiet von sehr unterschiedlicher Wirkung, gegebenenfalls sogar niederschlagshemmend.

Aus der Darstellung wird im weiteren verständlich, dass zunehmende Niederschlagsmengen pro Dauer und Fläche einen zunehmend optimalen Beitrag der niederschlagsbildenden Prozesskomponenten verlangen. Mit dieser Bedingung nimmt die Wahrscheinlichkeit derartiger Ereignisse ab. Der Grenzfall wird schliesslich im PMP (probable maximum precipitation) erreicht.

### 4 Literatur

- Grebner, D. (1980): Starkregensituation vom 7./8. August 1978 im Schweizer Alpenraum: Entwicklung, Bewertung und Vorhersage. Interprävent 1980, Bad Ischl, Tagungspublikation, Band I (215-224).
- Grebner, D. (1990): Starkniederschlag: Zum Spektrum des Begriffes. Gas – Wasser – Abwasser, 70.Jg. Nr. 12 (870-873).
- Grebner, D. und Richter, K.G. (1991): Gebietsniederschlag: Ereignisanalysen 1987 und Abhängigkeitscharakteristiken. In: Ursachenanalyse der Hochwasser 1987, Ergebnisse der Untersuchungen: Mitteilung des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, Nr. 4; Mitteilung der Landeshydrologie und -geologie, Nr. 14 (23-40).
- Grebner, D. (1994 a): Meteorologische Analyse des Unwetters im Unterlauf von Thur, Limmat, Reuss und Aare vom 18. und 19. Mai 1994. Im Auftrag des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, Bern. Geogr. Inst., Abt. Hydrologie, ETH Zürich (19 S.).
- Grebner, D. (1994 b): Meteorologische Analyse des Unwetters von Brig und Saas Almagell vom 24. September 1993. Im Auftrag des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, Bern. Wasser, Energie, Luft – eau, énergie, air, 86. Jg., Heft 1/2 (41-44).
- Jordan, J-P. und Hohl, Ph. (1991): Dynamique des bassins versants. In: Ursachenanalyse der Hochwasser 1987, Ergebnisse der Untersuchungen: Mitteilung des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, Nr. 4; Mitteilung der Landeshydrologie und -geologie, Nr. 14 (49-55).
- Lang, H. et al. (1996): Hochwasserwarnungen für das Wallis: Meteorologische Grundlagen und Möglichkeiten der Hochwasservorhersage im Kanton Wallis. Teilbericht der Gesamtstudie CONSECRU. Im Auftrag des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, Bern. Geogr. Inst., Abt. Hydrologie, ETH Zürich.
- Zeller, J. und Rötthlisberger, G. (1988): Unwetterschäden in der Schweiz im Jahr 1987. Wasser, Energie, Luft – eau, énergie, air, 80. Jg., Heft 1/2 (29-42).

Adresse des Autors:

Dr. Dietmar Grebner Geographisches Institut, Abt. Hydrologie  
Winterthurerstr. 190, 8057 Zürich

## Niederschlagssysteme

---

E. Barthazy, A. Waldvogel



## Niederschlagssysteme

E. Barthazy und A. Waidvogel  
 Atmosphärenphysik, ETH, 8093 Zürich, Schweiz  
 e-mail: waidvogel@atmos.unn.ethz.ch

### Abstract

During the last 30 years, intensive research into the microstructure of precipitation was carried out. Particularly, the application of new remote sensing techniques, i.e. radars and satellites, made it possible to investigate the structure of severe storms. This contributed significantly to our knowledge of these structures. We now have a better understanding of the dynamics and the process of formation of precipitation within these systems.

However, not only the spectacular thunderstorms attracted the attention of the researchers. Consideration of the global climatic problems requires insight into the large precipitation systems of the tropics and the midlatitudes. An important point is the relation between the stratiform and the convective part of these systems.

### Zusammenfassung

Die Feinstruktur von Niederschlagssystemen wurde in den letzten 30 Jahren sehr intensiv erforscht. Insbesondere die Strukturen von starken Gewittern konnten dank der neuesten Radartechnologie und der Satellitenerkundung studiert werden. Dabei sind neue Erkenntnisse bezüglich der Dynamik und der Niederschlagsbildung in solchen Systemen gewonnen worden.

Es sind aber nicht nur die spektakulären Starkgewitter, welche das Interesse auf sich gezogen haben, sondern im Zusammenhang mit der globalen Klimaproblematik sind vor allem auch die grossen Niederschlagssysteme der Tropen und der mittleren Breiten ins Interesse der Forschung gerückt. Besonders die Verhältnisse zwischen stratiformem und konvektivem Anteil in solchen Systemen sind ein wichtiger Punkt. Anhand einer Messung in einem grossen Gewitter wird gezeigt, wie die Mikrophysik, das Radarbild und der Niederschlag in verschiedenen Regionen dieses Systems in Erscheinung treten.

### 1. Einleitung

Die Niederschlagsphysik befasst sich mit Prozessen der Niederschlagsbildung und der Struktur von Niederschlagssystemen. Demzufolge untersucht sie die Phänomene der ersten Tröpfchenentstehung aus der Dampfphase bis hin zu synoptischen Niederschlagsgebieten mit einer Ausdehnung von 1000 Kilometern und mehr. Weil immer etwa die Hälfte der Erdoberfläche mit Wolken bedeckt ist, sind Niederschlagssysteme und deren Wolken für ausserirdische Beobachter die wohl auffallendsten, sich ständig ändernden Erscheinungen der Erde. Für einen Erdbewohner sind es vor allem extreme Situationen wie Hagelgewitter, Orkane, Starkschneefälle oder dichter Nebel, welche ihn das Phänomen Niederschlag bewusst erleben lassen. Im besonderen gilt dies natürlich für die entsprechenden Niederschlagsprodukte wie Hagelkörner mit Durchmessern von einigen Zentimetern, Regentropfen und Schneeflocken. Obwohl der Nebel, falls er genügend dicht ist, sehr wohl gesehen werden kann, ist es von blossem Auge nicht möglich, die einzelnen Nebel- oder Wolkentröpfchen zu erkennen. Das Gleiche gilt auch für Aerosolteilchen, die noch zwei bis drei Grössenordnungen kleiner sind als Wolkentröpfchen, nämlich nur etwa 1/10 Mikrometer.



Die Niederschlagsteilchen, welche in einer Wolke miteinander in Wechselwirkung treten, umfassen also einen Durchmesserbereich von etwa sechs Grössenordnungen. Ähnliches gilt auch bei Wirbeldimensionen, welche die dynamischen Gesetze in einem Niederschlagsgebiet charakterisieren. Hier erstrecken sich die relevanten Durchmesser von der Dissipationsskala ( $10^3$  m) über die konvektive ( $10^4$  m) bis zur synoptischen ( $10^5$  m) über acht Grössenordnungen. Es ist klar, dass die theoretische Erfassung aller Wechselwirkungen in einem Niederschlag wegen der enormen Anzahl der beteiligten Elemente nicht möglich ist. Deshalb sind bis heute noch viele Fragen in Bezug auf die Niederschlagsbildung ungelöst.

Die Gesetze, welche die Tröpfchen- und Niederschlagsbildung beherrschen, sind schon seit langem bekannt, und zwar sowohl aus theoretischen Überlegungen wie auch aus Laborexperimenten. Das Zusammenwirken von mikrophysikalischen und dynamischen Prozessen in Niederschlagssystemen konnte jedoch erst in den letzten dreissig Jahren durch den Einsatz von Radar und Satelliten untersucht werden. Damit öffnet sich die Möglichkeit, aus dem beschränkten Rahmen einer Labor-Wolkenkammer in den Bereich natürlicher Niederschlagssysteme vorzudringen. Die Unterscheidung von konvektivem und stratiformem Niederschlag wird im folgenden Abschnitt 2 kurz beschrieben, während im Abschnitt 3 diese Unterschiede an einem Beispiel illustriert werden.

## 2. Niederschlagstypen

Die Abbildung 1 zeigt einige Beispiele von Radarbildern von mesoskaligen Niederschlagssystemen (d.h. der Grössenordnung von 100 bis 1000 km) verschiedenen Typs. Die einzelnen Bilder zeigen jeweils die Niederschlagssechos wie sie von einem Radar gemessen wurden. Die zu den Niederschlagssystemen gehörenden, z.T. sehr ausgedehnten Bewölkungen können von einem Wetterradar nicht erfasst werden und sind deshalb in dieser Darstellung nicht vorhanden.

Bild A zeigt die Niederschlagsstrukturen einer aussertropischen Zyklone, d.h. eines kräftigen Tiefdruckgebietes in mittleren Breiten. Die Niederschlagsgebiete sind ausgedehnt und in den gleichmässigen (stratiförmigen) Niederschlag sind gewittrige (konvektive) Zellen eingelagert (dunkle Flecken in der Abbildung).

Bild B zeigt ein typisches Regenband wie es beim Durchgang einer Kaltfront entsteht. Durch das Einfließen der kalten Luft wird die relativ wärmere und weniger dichte Luftmasse vor der Front vom Boden abgehoben. Durch das erzwungene Aufsteigen kommt es zur Kondensation der in der Luftmasse enthaltenen Luftfeuchtigkeit und in der Folge zu Niederschlägen. Kaltfrontdurchgänge sind meist heftige Wetterereignisse, oft begleitet von stürmischen Winden, bei denen in der aufsteigenden Luftmasse Konvektion entsteht. Im Sommerhalbjahr führen Kaltfrontdurchgänge regelmässig zu so starker Konvektion, dass Gewitter entstehen. Im Extremfall können dabei Tornados und Hagelgewitter entstehen, die zum Teil über mehrere hundert Kilometer ziehen und eine Schneise der Verwüstung hinterlassen können.

Warmfrontdurchgänge sind oft ebenfalls von Niederschlägen begleitet. In diesem Fall gleitet die warme vorrückende Bodenluft auf die stationäre kalte Luftschicht auf. Dabei kommt es ebenfalls zur Kondensation. Warmfrontdurchgänge sind im Gegensatz zu Kaltfrontdurchgängen weit weniger heftig, da einerseits die Temperaturunterschiede zwischen der kalten und der warmen Luft nicht so gross sind, und andererseits die Warmfront viel langsamer vorrückt als die Kaltfront. Warmfrontdurchgänge führen dadurch, wenn überhaupt, nur zu gleichmässigen Niederschlägen ohne starke Konvektion und demzufolge nicht zu heftigen Wetterereignissen.

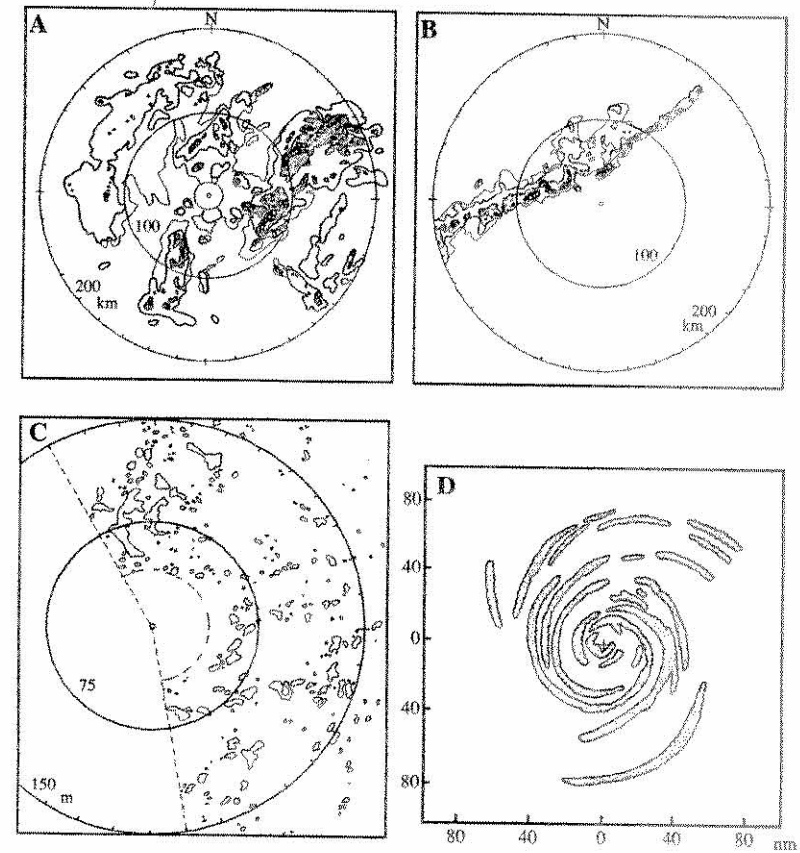


Abbildung 1: Niederschlagsstrukturen mesoskaliger Systeme wie sie von einem Radar gemessen werden. Die Bezeichnungen der Grössenskala bedeuten m: Meilen, nm: Seemeilen (Harrold und Austin, 1974).

Bild C zeigt die typischen Niederschlagsstrukturen einer schwachen tropischen Störung. In der warmen feuchten Luft der Tropen entstehen kleine konvektive Zellen die zu lokalen Schauern oder Gewittern führen. Den Niederschlagsverlauf kann man als „brodelnd“ beschreiben, kleine Zellen entstehen und zerfallen in kurzen Zeitabständen hintereinander. Die Niederschläge werden nur von schwachen Winden begleitet.

Im Gegensatz zu den harmlosen tropischen Niederschlägen in Bild C zeigt Bild D Strukturen eines potentiell zerstörerischen Hurrikans. Durch die starke Rotation der Winde und das Aufsteigen der Luftmassen im Zentrum entstehen Gebiete mit so hoher Luftfeuchtigkeit, dass es zur Kondensation und zu bandförmigen Niederschlagsstrukturen kommt.

Im folgenden sollen nun die Mechanismen die zur Entstehung von konvektiven und stratiformen Niederschlägen führen genauer betrachtet werden.

## 2.1 Konvektiver Niederschlag

Während kleinere Gewitter meist nur durch die lokale Aufheizung und die daraus entstehende Konvektion ausgelöst werden, werden grössere Gewitter und Gewittersysteme oft durch eine Kaltfront und die damit verbundene erzwungene Hebung der warmen und feuchten Luftmassen ausgelöst. Im ersten Fall spricht man von Wärmegewittern. Im folgenden soll nun ihre Entstehung genauer betrachtet werden.

Wegen der starken Sonneneinstrahlung in den Sommermonaten heizt sich die Luft in unmittelbarer Bodennähe (Bergflanken) auf. Sie ist im Vergleich zur Umgebungsluft weniger dicht, steigt deshalb auf und es kommt zu lokaler Konvektion und bei genügend Feuchte zur Bildung von Cumuluswolken. Die aufsteigenden Luftmassen erzeugen einen Aufwind der mit zunehmender Höhe innerhalb der Wolke stark zunimmt. An der Grenze der Wolke zur unbewegten Umgebungsluft entstehen Wirbel die weitere Luft in die Wolke hineinsaugen. Der Wolkentop bewegt sich mit einer Geschwindigkeit von etwa 10 m/s aufwärts. Durch diese hohen Aufwindgeschwindigkeiten können unterkühlte Wassertropfen noch weit oberhalb der Nullgradgrenze ausgeschwebt werden.

Ist die Gewitterwolke voll entwickelt, können die Aufwinde die grossen Regentropfen nicht mehr in der Luft halten, so dass der Niederschlag den Boden erreicht. Die Niederschläge werden dabei von starken Abwinden begleitet, die durch die Reibung der fallenden Regentropfen an der Luft erzeugt werden. Trockene, in die Wolke gesogene Luft, sowie die relativ trockene Luft unterhalb der Wolke werden durch das Verdunsten der Regentropfen gekühlt. Diese gekühlte Luft sinkt zu Boden und kann die Abwinde noch zusätzlich verstärken. In diesem Entwicklungsstadium kann immer noch unterkühltes Wasser in den Aufwinden oberhalb, wie auch Graupel und Hagel in den Abwinden unterhalb der Nullgradgrenze existieren. Die maximalen Aufwindgeschwindigkeiten findet man im Zentrum der Wolke und der Wolkentop erreicht im voll entwickelten Stadium die Tropopause und beginnt sich zu einem Amboss auszubreiten.

Mit ansteigender Regenintensität verstärken sich die Abwinde und hemmen die Aufwinde; es wird keine Luft mehr aufwärts transportiert. Ohne die durch Aufwinde zugeführte übersättigte Luft können die Regentropfen nicht mehr weiterwachsen. Die Regenintensität nimmt ab und die Wolke beginnt sich aufzulösen. Nur etwa 20% des in den Aufwinden kondensierten Wassers erreicht den Boden als Regen, der Rest verdunstet wieder in den Abwinden oder bleibt in den sich auflösenden Wolkenketzen zurück.

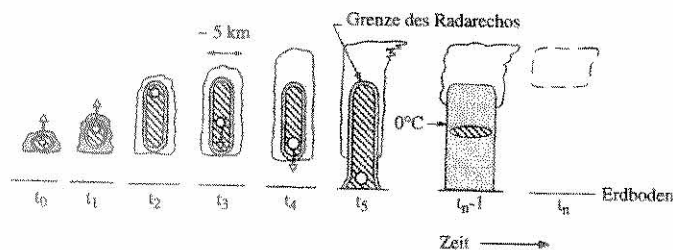


Abbildung 2: Verschiedene Entwicklungsstufen einer konvektiven Zelle. Bei den ersten beiden Zeitschritten wächst die Wolke durch die Aufwinde stark in die Höhe. Die Regentropfen bilden sich, beginnen nach unten zu fallen und erzeugen Abwinde. Zur Zeit  $t_4$  und  $t_5$  ist die Zelle voll entwickelt, intensive Niederschläge erreichen zur Zeit  $t_5$  den Boden. Der Amboss ist voll ausgebildet und die Zelle beginnt sich langsam aufzulösen. Die dünne Linie umrandet jeweils den sichtbaren Teil der Wolke, die schraffierten Flächen markieren die für ein Radar sichtbaren Strukturen. Die gestrichelte Linie im letzten Bild symbolisiert die sich auflösende Wolke (Houze, 1993).

Die Wärmegewitter sind örtlich stationär, kurzlebig und produzieren selten zerstörerische Winde oder Hagelschläge weil sie einen „eingebauten selbstzerstörenden Mechanismus“ haben: die durch die Regenfälle verursachten Abwinde zerstören die Aufwinde und schneiden die Wolke von ihrer Feuchtigkeits- und somit ihrer Energiezufuhr ab. Erst mit einer vertikalen Windscherung, d.h. sich mit der Höhe ändernden Windgeschwindigkeiten und -richtungen, können die Aufwinde anhalten und dem Gewitter weiterhin Energie zuführen.

Der allergrösste Teil der Gewitter mit Sturmböen, verheerenden Hagelschlägen und Überschwemmungen entstehen in einer konvektiv instabilen Umgebung mit einer ausgeprägten Windscherung zwischen den bodennahen Winden und den Strömungen in der oberen Troposphäre (siehe z.B. Browning et al., 1976). Bei solchen Bedingungen können sich konvektive Niederschlagssysteme schnell entwickeln und für längere Zeit voll entwickelt bleiben ohne dass die Abwinde die Aufwinde beeinträchtigen würden, denn durch die Windscherung fallen die Regentropfen und damit die Abwinde nicht mit den Aufwinden zusammen. Solch grosse Gewitter organisieren sich oft mit anderen Gewitterzellen zu Gewitterlinien und können unter Umständen über mehrere hundert Kilometer wandern.

## 2.2 Stratiforme Niederschlagssysteme

Werden Luftmassen grossräumig und nur sehr langsam angehoben, z.B. durch Aufgleiten von warmer auf kalter Luft (Warmfront) oder durch Hebung an geographischen Hindernissen (Gebirge), so entsteht kaum Konvektion und der resultierende Niederschlag wird als stratiform (d.h. horizontal geschichtet) bezeichnet. Die Niederschlagsbildung (beschrieben z.B. in Harrold, 1973) verläuft durch das Fehlen von Konvektion und starken Winden vertikal ungestört. Man unterscheidet dabei zwei Möglichkeiten der Niederschlagsbildung: Wenn in der feuchten Luft Wassertröpfchen kondensieren, diese weiterwachsen und schliesslich als Regentropfen zu Boden fallen, dann spricht man von „warmem Regen“. Kondensiert hingegen die Feuchtigkeit erst oberhalb der Nullgradgrenze, so entstehen Eiskristalle die beim Durchfallen der Nullgradgrenze schmelzen. In diesem Fall spricht man von „kaltem Regen“. In mittleren Breiten spielt der „warme Regen“ nur eine untergeordnete Rolle (z.B. Niesregen), der weitaus grösste Teil der Niederschläge (auch im Sommer) entsteht als kalter Regen.

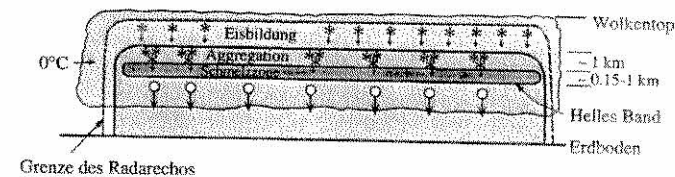


Abbildung 3: Entstehung von stratiformem Niederschlag. Die einzelnen Eiskristalle können mit einem Radar noch kaum erkannt werden, erst die grösseren Aggregate werden gut sichtbar. Das helle Band um die Nullgradgrenze ist dunkel schraffiert (Houze, 1993).

Für den Fall des kalten Regens bilden sich, wie schon erwähnt, zuerst Eiskristalle durch Sublimation von Wasserdampf an Eiskeimen. Diese Eiskristalle können zusammenstossen und Aggregate (Flocken) bilden. Erreichen die Flocken die Nullgradgrenze, schmelzen sie und fallen als Regentropfen zu Boden.

Stratiformer Regen kann mit einem Radar besonders gut identifiziert werden. Beim Schmelzen der Schneeflocken zu Regentropfen ändern die Flocken ihre Grösse, ihre Fallgeschwindigkeit, ihre Dielektrizität und ihre Konzentration in der Luft. All diese Effekte summiert ergeben ein starkes Anwachsen des Radarechos um die Nullgradgrenze. Sowohl darüber, wie auch darunter ist das Echo bedeutend tiefer. Diese Zone hoher Reflektivität wird, noch aus den Zeiten, als Radarintensitäten auf den Bildschirmen mit verschiedenen Helligkeiten dargestellt wurden, helles Band oder „Bright Band“ genannt.

Stark verreifte Eiskristalle und Graupelteilchen erfahren beim Durchgang durch die Schmelzzone keine so auffällige Änderung ihrer Eigenschaften wie grosse Schneeflocken, so dass mit einem Radar kein Ansteigen des Echos um die Nullgradgrenze gemessen werden kann.

### 3. Ein Beispiel: Gewitter mit anschliessend stratiformen Regen

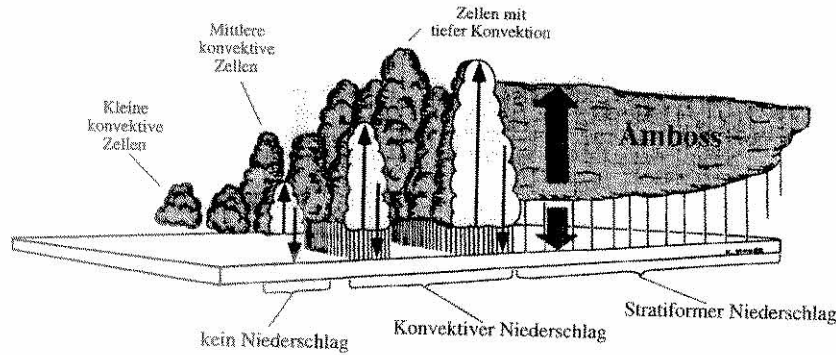


Abbildung 4: Links fällt konvektiver Niederschlag aus den Gewitterzellen, rechts stratiformer Niederschlag aus dem Amboss. Die dünnen Pfeile symbolisieren lokale Auf- bzw. Abwinde, die dicken Pfeile entsprechend mesoskalige Winde (Houze et al., 1980).

Einzelne Gewitter und vor allem grosse organisierte Gewittergebiete, zeigen nach dem Zerfallen der konvektiven Strukturen oftmals einen relativ lange andauernden stratiformen Niederschlag. Abbildung 4 skizziert die Struktur eines solchen grossen Gewitters. An der Vorderfront des Gewitters bilden sich kleine konvektive Zellen aus denen noch kein Niederschlag fällt. Angetrieben von den Aufwinden wachsen die konvektiven Zellen bis sie voll entwickelt sind. In diesem Stadium spricht man von tiefer Konvektion da die Auf- und Abwinde beinahe die ganze Troposphäre umfassen. Durch die horizontalen Winde in der oberen Troposphäre (8-10 km) wird feuchte Luft aus dem konvektiven Bereich weggetragen und es bildet sich ein sogenannter Amboss. Mesoskalige (schwache, grossräumige) Aufwinde führen dem Amboss weitere Feuchtigkeit zu die als stratiformer Niederschlag den Boden erreichen.

Der konvektive Teil des Niederschlages wird, in grossen Höhen, von Eis-, Graupel- und Hagelteilchen dominiert. Durch die starken Aufwinde werden unterkühlte Wolken- und Regentropfen weit über die Nullgradgrenze transportiert. Dieses unterkühlte Wasser gefriert bei Zusammenstossen mit Eisteilchen. Die Eisteilchen „verreifen“ dadurch zu Graupel- oder Hagelteilchen. Perfekte Eiskristalle und grosse Flocken sind in solchen Aufwindregionen selten. Je nach Regenintensität und Windgeschwindigkeiten erreichen die Eis-, Graupel- und Hagelteilchen den Boden in gefrorenem oder bereits geschmolzenem Zustand. Verursacht durch die starken vertikalen Winde existiert in Gebieten mit tiefer Konvektion keine definierte Schmelzzone und mit dem Radar lässt sich kein helles Band erkennen (Waldvogel et al., 1995).

Alle in Abbildung 4 gezeigten Teile existieren im vollentwickelten Stadium des Gewitters gleichzeitig nebeneinander. Das System zieht als Ganzes in eine Richtung, oftmals über weite Strecken. Der Beobachter am Boden erfährt einen Wechsel von konvektivem zu stratiformem Niederschlag der den Eindruck hinterlässt, das Gewitter wäre abgeklungen, in Wirklichkeit ist es aber nur weitergezogen.

### VERTIKALES X-BAND DOPPLER RADAR

START: DATUM 21-07-1992

ZEIT 21:27

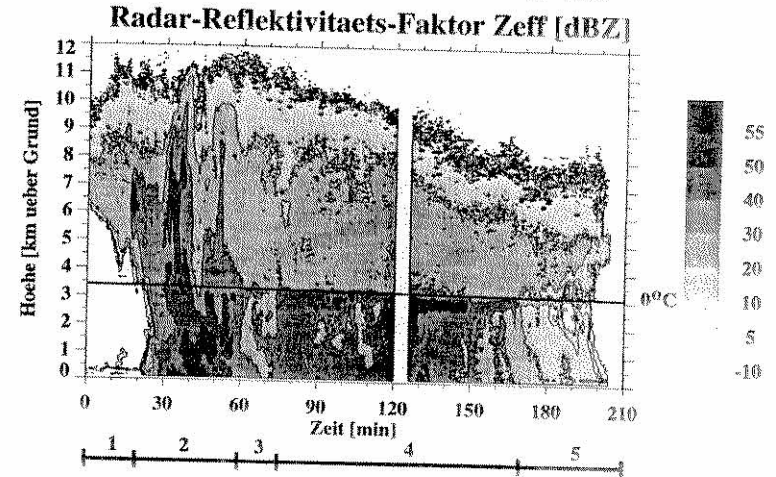


Abbildung 5: Höhen-Zeit-Diagramm eines grossen Gewitters mit anschliessendem stratiformen Niederschlag wie es von einem vertikal gerichteten X-Band Doppler Radar (Wellenlänge 3.2 cm) gemessen wurde. Die Lücke in den Messdaten entstand durch den Wechsel von Magnetbändern bei der Aufzeichnung des Gewitters (Henrich et al., 1995).

In Abbildung 5 ist ein Radarbild eines solchen grossen Gewitters mit anschliessendem stratiformen Niederschlag dargestellt. Auf der y-Achse ist die Höhe über Grund und auf der x-Achse die verstrichene Zeit aufgetragen. Das vertikal ausgerichtete Radar hat alle 30 Sekunden ein Profil des genau über ihn hinwegziehenden Gewitters gemacht.

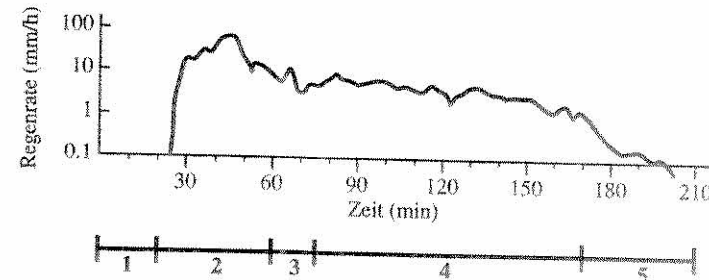


Abbildung 6: Gemessene Regenrate des Gewitters von 21. Juli 92 (Henrich et al., 1995).

Das ganze Ereignis lässt sich in 5 Abschnitte unterteilen. Während dem ersten Abschnitt (0-20 min) wird die Vorderfront des Gewitters mit Niederschlagsteilchen in 6-10 km Höhe beobachtet, bei der aber noch kein Niederschlag den Boden erreicht. Der zweite Abschnitt (20-60 min) ist von starker Konvektion und dementsprechend starkem Niederschlag dominiert. Graupelteilchen und kleine Hagelkörner erreichen den Boden. Im dritten Abschnitt (60-75 min) gehen die gemessenen Intensitäten der Radarreflektivität stark zurück, das Radarbild erscheint

wesentlich gleichmässiger. Vergleicht man aber die Regenintensitäten (Abb. 6) der Abschnitte zwei und drei, so fällt auf, dass von einer Beruhigung nur bedingt gesprochen werden kann. In Wahrheit ist dieser Abschnitt noch von schwacher Konvektion betroffen und bildet ein Übergangsgebiet zwischen dem konvektiven und dem stratiformen Teil des Gewitters. Oberhalb der Nullgradgrenze bilden sich durch Verreifung viele kleine Graupelteilchen. Diese können aber weder zu grossen Graupelteilchen und Hagelkörnern wachsen (zu wenig Wolkenwasser vorhanden), noch durch Aggregation grosse Flocken bilden (Graupelteilchen aggregieren sehr schlecht). Die Teilchen bleiben klein und schmelzen beim Fallen zu kleinen Regentropfen. Das Radarsignal ist proportional zur sechsten Potenz des Durchmessers eines Teilchens ( $\sim D^6$ ), so dass die vielen kleinen Teilchen zwar eine beträchtliche Regenrate erzeugen, vom Radar aber nur sehr schlecht gesehen werden. Der vierte Abschnitt (75-170 min) zeigt den bereits oben beschriebenen stratiformen Niederschlag mit dem auffälligen hellen Band. Oberhalb der Nullgradgrenze existieren nun Eiskristalle die beim Fallen grosse Aggregate bilden und schliesslich zu grossen Regentropfen schmelzen. Obwohl die Regenrate in diesem Abschnitt im Vergleich zum vorherigen etwas zurückgegangen ist, erhöht sich die Reflektivität wegen den grossen Tropfen unter der Nullgradgrenze wieder. Der letzte Abschnitt (170-210 min) zeigt das Absterben des Niederschlags und das Ende des Gewitters.

#### 4. Schlussfolgerungen

Der Fall vom 21.7.92 zeigt sehr schön, dass ein grosses Niederschlagssystem wie dieses Gewitter aus mehreren Teilen mit ganz unterschiedlichen Niederschlagsstrukturen bestanden kann. Gebiete mit starker Konvektion, d.h. grosser vertikaler Turbulenz werden von ruhigen, vertikal kaum durchmischten Gebieten abgelöst. Auch der Wachstumsprozess der Niederschlagsteilchen ist, entsprechend der vorherrschenden Konvektion sehr verschieden. Während in konvektiven Phasen die Eisteilchen durch das Anfrieren von unterkühltem Wolkenwasser wachsen, wachsen die Eisteilchen in ruhigen Phasen durch geordnetes Kristallwachstum (Sublimation aus der Gasphase) und durch Aggregation (Verhaken mehrerer Eiskristalle zu Flocken).

Diese unterschiedlichen Niederschlagsstrukturen lassen sich mit Radargeräten hervorragend beobachten und studieren. Man weiss heutzutage ziemlich genau, wie sich Gewitter bilden und entwickeln.

#### 5. Literatur

Browning, K.A., J.C. Fankhauser, J.-P. Chalon, P.J. Eccles, R.G. Strauch, F.H. Merrem, D.J. Musil, E.L. May and W.R. Sand, 1976: Structure of an evolving hailstorm; Part V: Synthesis and implications for hail growth and hail suppression, *Mon. Weather Review*, **104**, pp. 603-610.

Harrold, T.W. and P.M. Austin, 1974: The structure of precipitation systems, *J. Rech. Atmos.*, **8**, 41-57.

Henrich, W., W. Schmid and A. Waldvogel, 1995: Raindrop size distributions and convection in a midlatitude squall line, *27th Conf. on Radar Meteor., Amer. Meteor. Soc.*, pp. 227-229.

Houze, R.A., C. Cheng, C.A. Leary, and J.F. Gamache, 1980: Diagnosis of cloud mass and heat fluxes from radar and synoptic data, *J. Atmos. Sci.*, **37**, pp. 754-773.

Houze, R.A., 1993: *Cloud Dynamics*, Academic Press.

Waldvogel, A., W. Henrich and W. Schmid, 1995: Raindrop size distributions and radar reflectivity profiles, *27th Conf. on Radar Meteor., Amer. Meteor. Soc.*, pp. 26-28.

## Possibilités et limites de la méthode PMP-PMF: une expérience suisse

---

J.-A. Hertig



## Possibilités et limites de la méthode PMP-PMF :

### une expérience suisse

Dr J.-A. Hertig, LASEN - EPFL

#### Résumé

En raison des conséquences très graves que peuvent entraîner des crues mal maîtrisées, il est nécessaire de rechercher une fiabilité particulièrement grande pour les ouvrages hydrauliques. Pour ces derniers, on considère des crues associées à une période de retour de 1000 ans, alors que pour le dimensionnement des constructions courantes du Génie Civil sous les effets du vent, on considère une période de retour de 50 à 100 ans. Dans les deux cas, les valeurs sont encore multipliées par un coefficient de sécurité de 1,5.

Pour des périodes de retour aussi grandes, les méthodes classiques, comme la méthode de Gumbel, procédant par l'extrapolation des événements extrêmes observés durant une période relativement courte de 20 à 100 ans, les résultats sont considérés comme peu fiables.

Des méthodes différentes ont été développées dès les années 1960. Elles étaient basées sur la recherche du maximum physiquement possible des phénomènes naturels à l'origine des précipitations et de l'écoulement sur le terrain. On a recherché le déluge maximum possible. Ces méthodes ont permis de faire progresser notablement les connaissances, mais ont conduit à des valeurs de précipitations et de crues de projet nettement trop élevées, impossible à atteindre. Une autre méthode, basée sur le concept d'une "probable maximum precipitation" (PMP) conduisant à un "probable maximum flood" (PMF), a été développée ensuite et publiée en 1973 par l'OMM sous la forme d'un manuel. Ce concept, appliqué à différents cas d'ouvrages situés notamment aux USA, a fourni des résultats jugés valables pour les latitudes moyennes. Il a été décidé par l'Office fédéral de l'économie des eaux, en collaboration avec plusieurs instituts de L'EPFL, d'appliquer et d'adapter ce concept au cas de la Suisse dans le cadre du projet CRUEX.

La présente communication a pour but de présenter la méthode PMP-PMF et les principales hypothèses associées. Les améliorations apportées à la méthode et les possibilités actuelles seront brièvement décrites, car reprises plus en détail dans les communications suivantes. Parmi les nombreuses possibilités de la méthode, citons la possibilité de déterminer l'influence du relief, ici celui des Alpes, sur la répartition spatiale des précipitations en fonction des directions du vent. Cette méthode permet aussi bien l'analyse d'événements particuliers que la détermination des extrêmes. Elle fournit une répartition spatiale de la pluie et du routage dans le bassin versant considéré et peut, de ce fait, palier à un manque de données. Cette méthode de maximisation des précipitations et des crues ne fait plus intervenir directement la probabilité d'occurrence, car ce sont les conditions les pires qui sont recherchées. Il sera toutefois montré que cette notion de probabilité devra être réintroduite pour pouvoir définir les conditions de bord de certaines grandeurs, comme la vitesse, qu'il faut prescrire imposées au modèle.

Le projet CRUEX a en outre montré que la PMP, et par conséquent la PMF, devaient être associées à une durée correspondant à celle de l'événement critique pour l'ouvrage. Cette durée varie approximativement de 3 à 18 heures pour les bassins typiques de Suisse. Ainsi, comme le résultat des modélisations faites à l'aide de données maximisées correspond à des situations de courtes durées, il faut les adapter à des durées différentes. La voie retenue consiste à utiliser les courbes "Intensité Durée Fréquence" (IDF) déterminées sur la base des données mesurées à une ou plusieurs stations et représentatives du bassin considéré. Ce transfert d'une durée à une autre se fait sur le volume total des précipitations, soit de la PMP, durant la période considérée. Connaissant le nouveau volume, on y ajuste les hyétogrammes mesurés lors d'événements extrêmes de durée comparable. A défaut, il est aussi possible d'y ajuster des fonctions théoriques.

Quelques autres limites de la méthode PMP-PMF sont présentées, ainsi que les développements en cours, pour apporter une amélioration substantielle à la méthode et la rendre applicable dans la pratique.

## 1. Introduction

La protection contre les crues est un objectif vital pour un pays de fleuves, rivières et lacs tel que la Suisse.

Cette préoccupation ancienne est devenue une obligation légale, puisque l'article 24 de la Constitution fédérale de 1874 donne mandat aux autorités fédérales de légiférer en matière de protection contre les crues (endiguement) et de protection de la forêt.

Une protection efficace passe bien entendu par la connaissance du phénomène, la création d'ouvrages d'endiguement et de laminage des crues ainsi que par la gestion de ces ouvrages. Parallèlement à la protection, on a assisté à la mise en valeur du patrimoine énergétique que constituent les ressources en eau des pays montagneux. Dans ce cas, la gestion de la ressource doit s'accomplir en tenant compte du risque de dégâts aux ouvrages eux-mêmes, liés aux crues.

Le problème de la prévision des crues est donc capital en matière de protection du patrimoine. S'agissant d'un phénomène naturel relativement rare, les données statistiques sont souvent insuffisantes. De plus, les crues occasionnent fréquemment des dégâts aux installations de mesure et il n'est pas rare que celles-ci soient détruites.

Une autre difficulté provient du fait que la crue atteignant l'ouvrage, ou en aval de celui-ci, est la manifestation finale d'une chaîne d'éléments constituée par

- les précipitations, caractérisées par leur intensité, leur durée et leur localisation,
- le transfert sur le bassin versant concerné, caractérisé par sa morphologie (taille, pente, organisation), son état du sol (forêt, agriculture, roche, sable, etc.), sa rugosité, sa capacité de rétention d'eau,
- le comportement hydraulique des ruisseaux et rivières du bassin versant collectant l'eau de ruissellement,
- l'influence, sur le débit atteignant l'ouvrage, du laminage par le lac d'accumulation ou la retenue et de
- l'ouvrage hydraulique de contrôle et d'évacuation des crues.

De nos jours il n'est pas encore possible de prévoir suffisamment tôt l'apparition d'une crue, ni d'en évaluer son intensité, pour disposer du temps nécessaire au réglage du niveau de la retenue. Il est donc nécessaire de dimensionner les organes d'évacuation des crues de manière à absorber les débits les plus importants pouvant se produire durant la vie de l'ouvrage. Les ingénieurs ont donc développé depuis de nombreuses années des modèles de pronostic des crues extrêmes pour permettre le dimensionnement de ces organes.

Les modèles utilisés dans la pratique consistent à calculer le débit des crues extrêmes par analyse statistique et semi-empirique, des mesures de débit et de pluie. Les figures 1a et 1b montrent deux exemples de courbes de Gumbel pour les précipitations. Ces courbes expriment la hauteur totale des précipitations en fonction de la période de retour pour des durées allant de 1 jour à 1 mois. Sur ces figures, on peut aussi comparer les grandes différences de précipitations entre la plaine et la montagne.

Pratiquement, on extrapole les courbes, souvent des droites, de Gumbel pour en déduire la valeur millénaire du débit que l'on multiplie par un coefficient de sécurité de 1.5. Partant des données observées durant une période courte, souvent 15 à 50 ans, l'extrapolation à une période de retour de mille ans est audacieuse et relativement imprécise. C'est pourquoi une sécurité supplémentaire par augmentation du débit de 50 % doit encore être ajoutée. Avec l'amélioration des connaissances et suite aux événements exceptionnels qui se sont produits ces dernières années, il est apparu que ces débits sont tantôt excessifs et tantôt insuffisants.

La méthode de Gumbel, utilisée également dans d'autres domaines des sciences naturelles, s'est donc avérée insuffisante, principalement en raison des difficultés énumérées ci-dessus, soit en raison du manque de données fiables à long terme, et en raison de la très grande différence de débit que l'on observe entre les phénomènes normaux et les phénomènes extrêmes. Une rivière en étiage peut avoir quelques mètres cubes par seconde d'écoulement alors qu'en cas de crue, des valeurs de plus de 100 m<sup>3</sup>/s sont souvent enregistrées. Un rapport de 50 à 100 est ainsi fréquent. Il est évident que la difficulté statistique provient de l'imprécision de l'extrapolation des événements exceptionnels à partir des événements fréquents.

L'Office fédéral de l'économie des eaux (OFEE), en collaboration avec trois laboratoires de L'EPFL, a mis sur pied le projet CRUEX destiné à réévaluer les crues extrêmes se produisant en Suisse. Cette réévaluation a

DIAGRAMME DE FRÉQUENCE DES VALEURS MAXIMALES DE 1 ET 2 JOURS

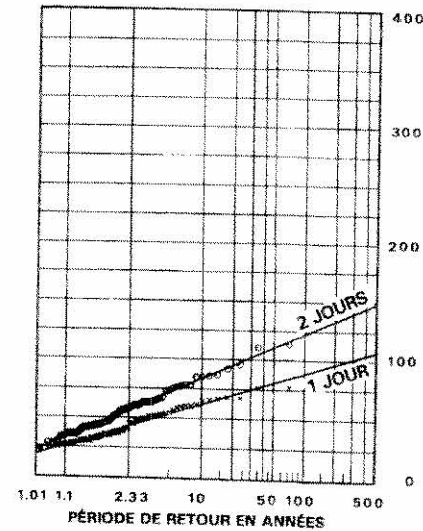


DIAGRAMME DE FRÉQUENCE DES VALEURS MAXIMALES DE 5 JOURS ET 1 MOIS

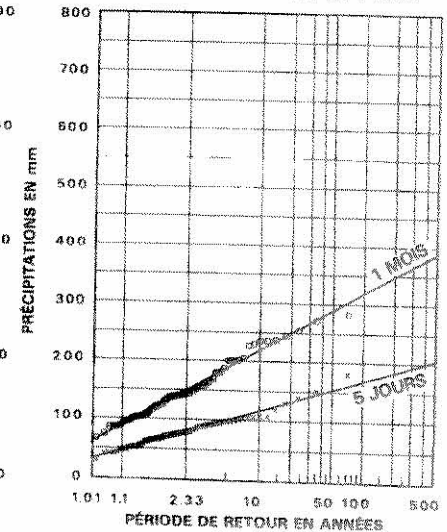
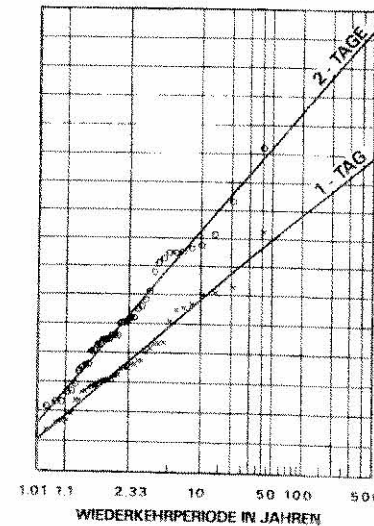


Fig. 1a Précipitations extrêmes pour Martigny (1901-1970), en fonction de la période de retour.

FREQUENZDIAGRAMM FÜR 1- UND 2-TAGESHÖCHSTWERTE



FREQUENZDIAGRAMM FÜR 5-TAGES- UND 1-MONATSHÖCHSTWERTE

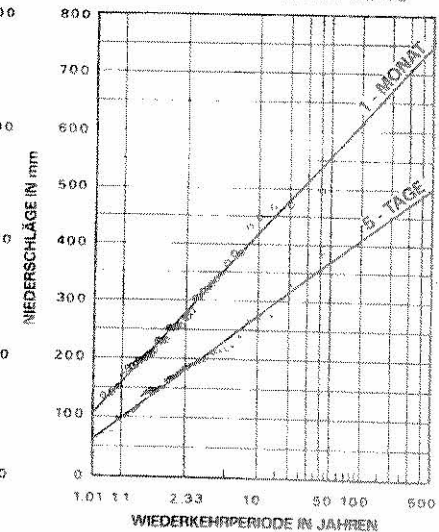


Fig. 1b Précipitations extrêmes pour Sion (1911-1926, 1964-1978), en fonction de la période de retour. (Source, Starkniederschläge des schweizerischen Alpen und Alpenrandgebietes, Eidgenössische Anstalt für das forstliche Versuchswesen, Birmensdorf, Dec. 1976.)

pour but d'améliorer la connaissance du comportement de certains ouvrages, tout en analysant les possibilités d'application à notre pays des méthodes dites PMP-PMF développées aux USA (Grigg, (1990)).

La présente communication décrit ces méthodes utilisées pour calculer les précipitations maximales probables. Ces précipitations seront ensuite utilisées par les autres groupes de travail pour déterminer la crue maximale probable et pour effectuer le dimensionnement des ouvrages de génie civil destinés à évacuer ce débit exceptionnel.

## 2 Rappel de quelques considérations sur l'origine des précipitations

Les mécanismes à l'origine des précipitations sont bien connus. La première cause généralement invoquée est le soulèvement des masses d'air.

Il existe plusieurs causes de soulèvement :

- la première a pour origine les mécanismes de la circulation générale et est représentée par la **convergence** à grande échelle des masses d'air se produisant dans les régions dépressionnaires. Les basses pressions produisant les pluies équatoriales sont un exemple de pluies de convergences,
- la deuxième a pour origine **l'influence du relief et de la topographie** qui produit un soulèvement des masses d'air et provoque la formation de nuages **stratiformes de configuration stable**, sans détruire la stratification stable de l'atmosphère,
- la troisième est liée aux mouvements verticaux de l'atmosphère apparaissant lors du **passage des fronts**. Dans le cas d'un front chaud, c'est l'air plus chaud du front en mouvement qui est soulevé par la masse d'air préexistante, alors que dans le cas des fronts froids, c'est la masse d'air préexistante qui est soulevée par l'air froid en mouvements plus rapide au niveau du sol,
- la quatrième est liée aux mouvements verticaux induits par les **brises remontant les pentes et les vents de vallée**. Ces mouvements déclenchent des instabilités et des mouvements vers le haut près des crêtes et des sommets des montagnes,
- la cinquième provient des instabilités dans la masse d'air, généralement proche de la saturation, dans laquelle une **instabilité** de mouvement vertical est amplifiée et provoque **des cumulus ou des cumulonimbus**.

La plupart des modèles présentés dans la littérature sont donc basés sur l'hypothèse que les précipitations sont toujours associées à un tel soulèvement ou une ascension de l'air et prennent en compte d'une manière plus ou moins détaillée les mécanismes décrits ci-dessus.

Un autre facteur très important est la notion d'échelle. Comme le montre la figure 2, les phénomènes atmosphériques de différentes échelles sont associés à des temps caractéristiques ou à des durées différentes.

On voit que les phénomènes de grande échelle, comme la convergence, sont nécessairement associés à de plus grandes persistances que les phénomènes de plus petite échelle et locaux comme les orages qui sont associés à des durées beaucoup plus courtes. Ceci complique singulièrement l'analyse des précipitations extrêmes car, pour une intensité identique, deux phénomènes d'échelle différente produiront des volumes de précipitations très différents, puisqu'il s'agit du produit de l'intensité moyenne par la durée. Réciproquement, ce ne sont pas les phénomènes d'intensités les plus fortes qui seront critiques pour les ouvrages, mais bien ceux qui produiront les volumes les plus grands durant une période ou durée critique particulière à chaque installation. Plusieurs cas de précipitations peuvent se révéler critiques, suivant les ouvrages considérés.

ECHELLE	L \ t		1 mois	10 jours	1 jour	1 heure	1 min	1 sec
	L	t						
MACRO $\alpha$	10'000 km		Ondes stationnaires ultralongues					
MACRO $\beta$	2'000 km			Ondes baroclines				
MESO $\alpha$	200 km				Fronts, ouragans			
MESO $\beta$	20 km				Jets nocturnes, effets de montagnes	Lignes de grains brises de mer		
MESO $\gamma$	2 km					Orages, effets urbains turbulence en air clair		
MICRO $\alpha$	200 m					Convection profonde, tornades	Ondes de gravité	
MICRO $\beta$	20 m						Tourbillons de poussière, effets de sillage	
MICRO $\gamma$	2 m							Panaches, turbulence
			Climatologiques		Synoptiques		Meso	Micro

Fig. 2 Relations entre les échelles spatiales et temporelles des principaux phénomènes atmosphériques. En gras les phénomènes liés aux précipitations.

## 3. Objectifs de l'étude

L'étude a pour but de développer une méthode de prédiction de la Précipitation Maximale Probable (PMP) pour le cas de bassins versants situés en Suisse et en particulier dans le massif alpin.

Une étude préliminaire a permis de jeter les bases du développement de cette méthode et d'évaluer la qualité de certaines méthodes empiriques. Parallèlement, il s'agissait de s'assurer, par une analyse des données relatives aux situations météorologiques ayant conduit à de fortes précipitations, que les modèles existants peuvent s'appliquer au cas des Alpes. Cette analyse a aussi permis d'identifier l'échelle de travail, de fournir les bases des modèles permettant de prédire une PMP et de former un catalogue de cas de référence.

Compte tenu de la difficulté du problème, le développement de la méthode présentée ici s'est fait en trois étapes :

1<sup>ère</sup> étape qui a couvert les 2 premières années du projet :

- analyse du déluge, soit estimation de la PMP par le calcul de la masse d'eau précipitable,
- analyse des résultats de ce calcul et identification des endroits critiques de Suisse,
- analyse climatologique afin de déterminer les situations météorologiques typiques liées aux précipitations fortes en Suisse et dans le massif alpin ; détermination des conditions météorologiques critiques en vue d'une maximisation,



- développement d'un modèle de précipitations orographiques stratiformes,
- développement d'un modèle simplifié de calcul des précipitations orographiques convectives.

#### 2<sup>ème</sup> étape de 1994 à 1996

- application du modèle de précipitations orographiques stratiformes à quelques cas particuliers à des fins de calage,
- amélioration de la paramétrisation de la pluie,
- analyse de sensibilité et maximisation,
- première détermination de la PMP orographique (stratiforme et convective) associée à une durée de 24 heures pour la comparer avec les résultats obtenus par une méthode analogue mais avec des champs de vent simplifiés.

#### 3<sup>ème</sup> étape de 1997 à 2000

- développement d'un modèle de précipitations comprenant la neige,
- développement d'un modèle de précipitations convectives orographiques,
- développement d'un modèle de précipitations convectives,
- maximisation de chacune des contributions en vue de déterminer des cartes de PMP pour la Suisse, associées à des durées variant entre quelques heures (3 heures) et 48 heures.

## 4. Méthodes PMP - PMF

### 4.1 Origine des méthodes PMP - PMF

Primitivement, on essaye de calculer la précipitation maximale possible ou **MPP**, *Maximal possible precipitation*.

C'est la plus grande hauteur théorique, physiquement possible, des précipitations en tout temps et en tout lieu.

La MPP correspond à calculer la quantité d'eau précipitable contenue dans une masse d'air.

Cette définition est très séduisante pour un esprit déterministe puisqu'elle permet de définir la précipitation la plus forte physiquement possible sur un bassin donné. La MPP correspondait à une approche de type physique reliée à la précipitation de la totalité de l'eau contenue dans une masse d'air. Il s'agit de calculer l'intégrale de la quantité d'eau contenue dans la masse d'air située au-dessus de la topographie.

Pour illustrer cette méthode et pour en montrer ses limites, le calcul de la quantité d'eau précipitable contenue dans une masse d'air située au-dessus de la Suisse a été effectuée par trois méthodes :

La première consiste à calculer la quantité d'eau contenue dans la masse d'air supposée immobile, située au-dessus de chaque point de la Suisse. L'hypothèse associée est que, par un mouvement vertical de toute la masse d'air, l'eau condense et précipite. Il s'agirait d'une précipitation due à des cellules convectives profondes de grandes tailles. Il a été montré par une analyse de sensibilité que la quantité d'eau précipitable augmentait avec la température de la masse d'air et avec la baisse de la pression barométrique. Le calcul tient compte de la stabilité de la masse d'air.

Les conditions extrêmes considérées pour établir la figure 3 sont, au niveau du plateau Suisse, 900 hpa et 45 °C. Cette méthode est quelque peu irréaliste car il n'existe pas de phénomène de soulèvement de la masse d'air dans son ensemble sans provoquer, par compensation, des mouvements descendants ou une entrée d'air par les bords, ce qui correspond à une convergence.

Ce modèle simplifié de calcul de l'eau précipitable montre aussi que les conditions de précipitations extrêmes dépendent de la température au niveau le plus bas et dépendent, dans une moindre mesure de la pression atmosphérique.

La deuxième méthode consiste à considérer qu'une masse d'air saturée traverse les Alpes et est simplement soulevée, dans son ensemble, par le relief. Il est en plus fait l'hypothèse que toute l'eau d'une colonne d'air précipite uniquement au point considéré. Dans cette hypothèse tout se passe comme si, partant d'un terrain plat, le relief était formé par soulèvement du sol avec la masse d'air située au-dessus. Les précipitations calculées par cette deuxième méthode sont très fortes sur les reliefs, elles ne dépendent que de l'altitude et

Option 1, 900 hPa, 45 degrés C, en % du max= 360mm

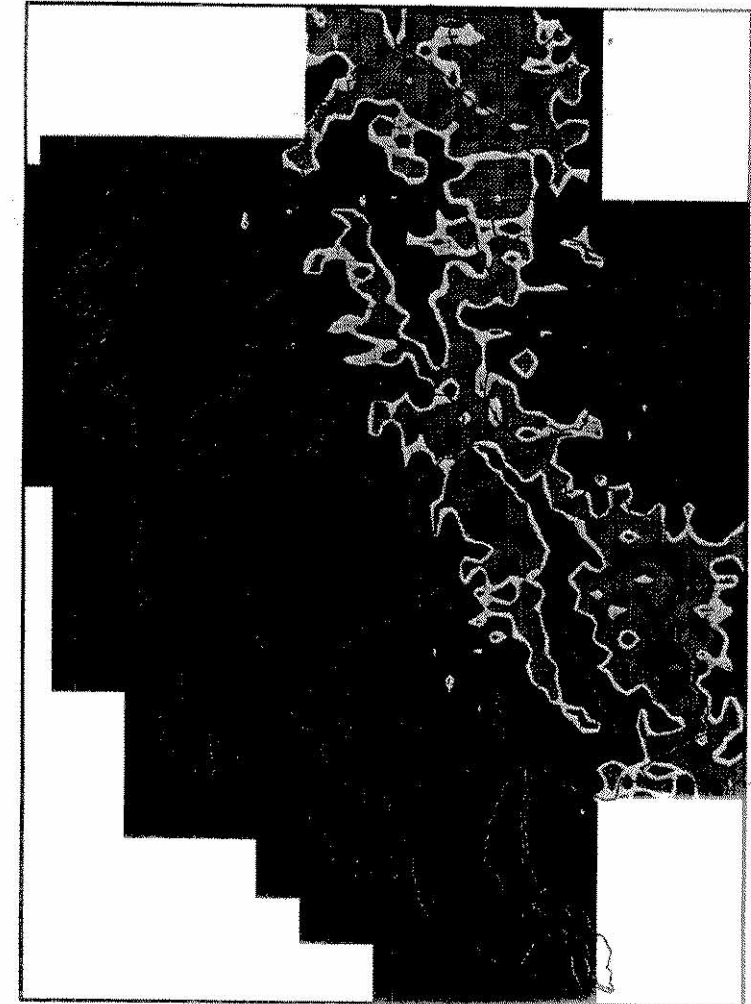


Fig. 3 Carte 1 Eau précipitable associée aux conditions extrêmes de la masse d'air, soit 900 hpa et 45 °C.

les précipitations sont nulles sur le plateau. On peut conclure de ce type de calcul que les hypothèses quant aux déplacements verticaux de la masse d'air sont prépondérantes, non seulement pour la précipitation orographique, mais aussi pour la précipitation liée au passage de fronts.

La troisième méthode consiste à surélever la masse d'air le long de trajectoires suivant la topographie. Ce pourrait être le cas si la vitesse du vent était constante sur toute la hauteur de la masse d'air. Il s'agit d'une méthode simplifiée du calcul des précipitations orographiques dites stables. Dans ce cas, les précipitations sont fonction de la vitesse de la masse d'air, de la température initiale de la masse d'air et de son contenu en eau, sous forme de gouttelettes. Nous verrons aussi, plus loin, que les fortes vitesses nécessaires pour produire ces précipitations entraînent les gouttes de pluie en aval du point de déclenchement des précipitations, ce qui en modifie la répartition spatiale.

La structure temporelle ne peut pas être déduite de ce genre de modèle simple. Seul un calcul de précipitations sur le relief, par déplacement de la masse d'air, est à même de fournir quelques indications quant à la quantité d'eau précipitée par heure. Toutefois, cette valeur est fonction d'hypothèses très grossières quant à la vitesse de déplacement de la masse d'air.

En conclusion, l'ensemble de cette approche permet d'obtenir des valeurs de précipitations qui semblent surestimées d'un facteur 3 par rapport aux valeurs les plus fortes tirées des analyses statistiques des pluies mesurées. C'est cette surestimation des précipitations par la méthode MPP qui est à l'origine de son abandon pour les projets pratiques et qui a conduit à la mise sur pied de la méthode PMP - PMF.

## 4.2 Concept PMP - PMF

Les problèmes liés à la difficulté de déterminer une crue sur la base des méthodes statistiques ont conduit certains auteurs à émettre un concept basé sur les deux idées suivantes :

- \* d'une part la limite physique du volume d'une crue dépend des précipitations et des caractéristiques du bassin versant, en particulier du ruissellement sur sa surface,
- \* d'autre part, il existe une limite physique à la quantité de précipitation qui peut se produire sur un bassin versant (Morton (1936)).

C'est sur la base de ces idées qu'est née la méthode PMP-PMF. Elle consiste donc à décomposer le problème de la prédiction de la crue en deux contributions indépendantes, celle de la pluie et celle du ruissellement qui produit l'écoulement dans le réseau hydrographique.

Si l'on suppose, en plus des deux idées ci-dessus, que le sol est saturé en eaux, le ruissellement sera maximum et la quantité d'eau (son volume) qui se retrouvera dans le cours d'eau sera égal à celui des précipitations. Le problème se résume alors à déterminer la limite physique de la quantité de précipitation. Nous avons vu précédemment que, si l'on recherche la limite absolue, on arrive à la MPP ; alors qu'une crue calculée avec une MPP associée à un bassin saturé sera vraiment trop surestimée.

On a donc préféré associer à la précipitation maximale une notion de probabilité. **PMP** : *Probable Maximum Precipitation*.

La définition de l'OMM dans " WMO Operational Hydrology, Report No. 1: Manuel for estimation of probable maximum precipitation second Edition, WMO - No. 332" peut être traduite de la manière suivante :

La PMP (PMP, probable maximum precipitation) est la limite supérieure du volume des précipitations. Elle est définie comme la plus grande hauteur théorique physiquement possible, des précipitations d'une durée déterminée, se produisant sur une surface d'orage donnée, à un endroit géographique particulier et à une certaine époque de l'année.

Comme on peut le constater, cette définition est précise. Elle contient toutes les indications nécessaires à une bonne interprétation et, de ce fait, ne devrait pas soulever de problème lors de l'application. En raison de la grande complexité des phénomènes considérés et des éléments mêmes inclus dans la définition, de grandes difficultés apparaissent pourtant lors de l'application à des cas pratiques. Ceci est en particulier lié au fait que les notions de durée, localisation géographique, variations climatiques, etc., introduites dans la

définition de la PMP ne sont pas bi-univoques, mais peuvent prendre plusieurs sens selon le contexte de l'application.

Les variations temporelles des précipitations ne sont pas, a priori, incluses dans l'analyse de la PMP au sens de la définition ci-dessus, puisqu'il s'agit de déterminer le volume des précipitations. Nous avons vu que la durée était implicitement incluse dans le volume.

Comme nous le verrons également au chapitre décrivant les modèles à développer, la définition de la PMP a des conséquences importantes sur la démarche et les travaux de développement de modèles PMP pour le projet Cruex.

Selon la définition ci-dessus, la PMP présentera donc :

- des variations climatiques (géographiques),
- des variations saisonnières,
- des variations en fonction de la durée (persistance),
- des variations régionales (topographiques).

Chacune de ces variations sera liée à des hypothèses particulières.

Connaissant la PMP ou la pluie par son volume, sa structure, éventuellement la couverture neigeuse, la PMF est ensuite fonction :

- de la topographie,
  - de la taille du bassin versant,
  - de la rugosité du sol,
  - du degré de saturation en eau du sol,
  - et des ouvrages hydrauliques, d'accumulation ou évacuateurs de crues.
- Ceci entraîne une autre série d'hypothèses.

La méthode PMP-PMF présente l'avantage de sa simplicité méthodologique. Elle devrait, en principe permettre une estimation théorique de la limite des précipitations sans faire intervenir la notion de période de retour. En décomposant le phénomène en deux contributions, il est possible de mieux maîtriser et ainsi mieux décrire les différents phénomènes d'échelles temporelle et spatiale différents. Les écoulements se produisant sur et sous le sol, dépendent de conditions locales ainsi que de l'historique des précipitations. Les phénomènes météorologiques et atmosphériques, plus complexes à maîtriser, ne concernent alors que les précipitations.

Cette méthode présente par contre certains inconvénients. En particulier la prévision de la PMP conduit pour certaines conditions à une surestimation de la crue, car elles reposent sur la maximisation de tous les paramètres. En effet, il est très improbable que les conditions extrêmes de tous les paramètres apparaissent simultanément lors d'un même événement.

Il est en outre possible que la méthode PMP-PMF ne tiennent pas compte de certaines crues qui ne sont pas associées à une PMP. La PMF peut par exemple provenir d'une succession de pluies ayant saturé le terrain et la séquence où l'histoire des précipitations joue un rôle important dans les mécanismes de crue. C'est notamment le cas si la pluie se produit sur un terrain enneigé et que cette neige fond. Il a été observé dans de tels cas, avec des précipitations encore modestes, des crues plus importantes que celles associées à des précipitations extrêmes sur un terrain simplement saturé sans neige. Dans ce cas, la crue calculée avec une condition de PMP présenterait un débit particulièrement élevé. Pour éviter un surdimensionnement des ouvrages, la possibilité et la probabilité d'apparition de deux conditions conjointement devraient être étudiées soigneusement.

En outre, la définition de la PMP pose diverses difficultés, notamment en raison du fait que les précipitations ne sont pas bornées ou limitées à une valeur maximale et que, de ce fait, il est nécessaire de définir cette limite de manière conventionnelle qui ne soit pas basée sur une valeur probabiliste. Nous verrons plus loin que cette notion de probabilité d'occurrence des phénomènes devra être réintroduite sur les variables des modèles de précipitations.

### 4.3 Modèle d'évaluation de la PMP proposé par l'OMM

Pour illustrer les difficultés décrites ci-dessus, il est utile, dans un premier temps, de présenter plus en détail la méthode PMP-PMF pour pouvoir discuter les hypothèses et leurs incidences sur la détermination de la crue ou sur le dimensionnement des ouvrages.

Différentes méthodes ont été proposées pour le calcul des précipitations dont certaines sont regroupées dans le rapport OMM no 332 (WMO 1986). Outre le calcul de la quantité d'eau précipitable, des méthodes simplifiées sont proposées pour le calcul de la précipitation orographique ou convective.

Six types de modèles sont décrits dans ce document. Ils sont basés d'une part sur une décomposition des phénomènes selon les différentes catégories et, d'autre part, s'appuient sur plusieurs types de modèles plus ou moins sophistiqués. Il s'agit de :

- La méthode de maximisation pour les régions non influencées par l'orographie.
- Le modèle de convergence pour les régions non influencées par l'orographie.
- Le modèle orographique simplifié complété par des modèles laminaires monocouches et multicouches, utilisé conjointement ou séparément avec des modèles de convergence.
- Les modèles de convergence adaptés à l'orographie.
- Les méthodes statistiques.
- Les modèles mathématiques détaillés.

Il convient de relever que les précipitations convectives orographiques et d'instabilités ne sont pas modélisées.

Ces divers modèles ont été élaborés pour tenir compte simplement de la diversité des phénomènes météorologiques. Il apparaît également dans la littérature que des phénomènes d'échelles différentes peuvent conduire à des PMP. Les modèles ont également été regroupés en fonction de la latitude et du type de topographie considérée.

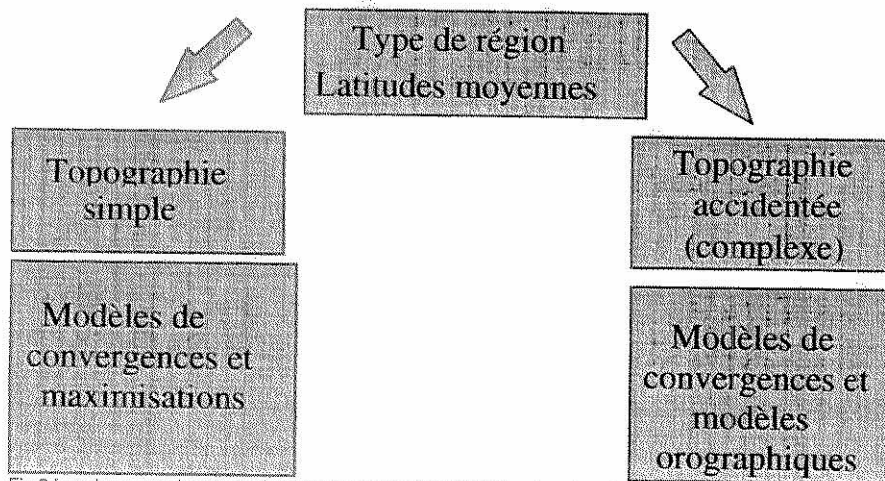


Fig.3 Les deux grandes approches des méthodes PMP-PMF en fonction du type de région considéré.

Comme le montre la figure 3, pour des latitudes moyennes comme la Suisse, il y a deux voies possibles, celle relative à une topographie simple ou celle relative à une topographie complexe. Dans ce dernier cas, les phénomènes à prendre en considération sont différents, il s'agit des modèles de convergence et surtout, bien sûr, des modèles orographiques.

Dans le document de l'OMM cité ci-dessus, outre les méthodes de détermination de la PMP correspondant aux divers cas envisagés, différentes méthodes de maximisation sont proposées. Il s'agit de la méthode de maximisation pour les régions sans orographie, qui ne présente que peu d'intérêt pour la Suisse. La deuxième méthode consiste à maximiser les variables à l'origine des précipitations extrêmes. Ces variables sont par exemple les conditions d'humidité, le point de rosée de persistance 12 heures, l'humidité pour les orages non déplacés et la vitesse du vent. Il est recommandé de retenir une vitesse extrême du vent associée à une probabilité d'être atteinte ou dépassée une fois par cinquante ans; cette vitesse est dite cinquantennale.

Les méthodes de transposition d'orages et de maximisation ne sont pas décrites en détail ici.

#### 4.3.1 Modèles d'estimation de la PMP pour les régions non influencées par l'orographie

##### 4.3.1.1 Le modèle de convergence

Le principe consiste à maximiser chaque terme de l'équation de continuité pour le modèle de convergence que l'on trouve dans OMM (1983) par exemple. Cette méthode produit des estimations le plus souvent trop élevées; elle n'est utilisée que pour les régions influencées par des ouragans.

##### 4.3.1.2 La méthode de maximisation

Lors d'une forte précipitation, les facteurs influençant la quantité d'eau tombée ne sont pas forcément des extrêmes. La méthode de maximisation consiste à calculer, partant d'une précipitation observée, la quantité d'eau potentielle qui aurait pu précipiter si les facteurs contribuant à la précipitation étaient à leur optimum. Pratiquement, on cherche les observations des éléments maxima, tels que précipitations, température, point de rosée, vitesse du vent, etc., et on calcule l'eau précipitable maximale que pourrait contenir une colonne atmosphérique. Il suffit ensuite de multiplier la précipitation observée par le rapport des deux quantités maximum et observées.

$$P_{\max} = P_{\text{obs}} * ( W_{\max} / W_{\text{obs}} )$$

avec :

$P_{\max}$	=	pluie maximisée
$P_{\text{obs}}$	=	pluie observée pendant la précipitation
$W_{\text{obs}}$	=	eau précipitable observée pour l'averse
$W_{\max}$	=	eau précipitable maximale

La méthode de maximisation exige les données suivantes (OMM 1986) :

1. Des cartes météo journalières ou de 6 heures détaillées.
2. Des séries de mesures de précipitations sur une longue durée (au moins 50 ans).
3. De longues séries de mesures de température, points de rosée et vitesse du vent au sol et si possible sous forme de profil aérologique.

Les courbes de précipitations tracées en fonction des paramètres mesurés permettent ensuite la détermination de la PMP pour une durée et une surface donnée. La mise en œuvre de cette méthode exige des connaissances en météorologie pour la détermination des points de rosée persistants, l'eau précipitable et autres concepts.

Les données relatives aux précipitations et à la météorologie disponibles sont souvent insuffisantes sur le bassin versant d'étude. On peut être appelé à utiliser des observations faites dans d'autres régions, que l'on transpose sur le bassin versant. Ce procédé de transposition d'averse, n'est possible qu'à l'intérieur d'entités climatologiques, météorologiques et géographiques cohérentes (appartenance à une même région).

### 4.3.2 Estimation de la PMP pour les régions influencées par l'orographie

Une barrière montagneuse constitue un obstacle à une masse d'air humide en déplacement, qui est obligée de s'élever. Les observations montrent que la quantité de précipitations augmente avec l'altitude, notamment en raison des effets convectifs et convergents dus à l'élévation, ceci malgré la diminution de la quantité d'eau précipitable en fonction de l'altitude.

#### 4.3.2.1 Le modèle orographique

Un modèle orographique ne calcule que l'influence de cette élévation rapide de la masse d'air sur le contenu en eau. Il calcule la différence d'une part entre la quantité d'eau sous forme de vapeur contenue dans la masse d'air non perturbée par l'orographie et d'autre part celle de la masse d'air déplacée en altitude après qu'elle ait repris son équilibre.

Il s'agit souvent d'un modèle de calcul empirique bidimensionnel qui exprime l'influence de l'orographie sur les vents et les précipitations.

#### 4.3.2.2 Méthode de séparation orographique

Cette méthode considère séparément les effets dus à l'orographie et ceux dus à la convergence. Une PMP partielle est déterminée pour chaque composante, et les deux résultats obtenus sont ensuite additionnés pour obtenir la PMP globale.

##### a. Détermination de la composante orographique de la PMP ( $PMP_O$ )

On utilise le modèle laminaire multicouches pour déterminer la  $PMP_O$  (OMM, 1986). Le procédé suit deux phases :

- calage du modèle avec des événements observés,
- maximisation des composantes du modèle pour parvenir à la  $PMP_O$ .

Notons que dans le modèle multicouches, l'intensité de la pluie est proportionnelle à la vitesse du vent entrant, à la différence de pression et d'humidité moyenne entre deux couches et inversement proportionnelle à la longueur de la zone d'élévation.

Le calcul de la  $PMP_O$  s'opère par les maximisations de la vitesse moyenne du vent et de l'humidité moyenne pour chaque couche, puis en additionnant les résultats obtenus pour chaque couche.

##### b. Détermination de la composante de convergence de la PMP ( $PMP_C$ )

Comme dans le principe du modèle de maximisation décrit au paragraphe 2.2.1.2 ci-dessus, on maximisera ici les événements non influencés par l'orographie, c'est-à-dire au pied de la barrière montagneuse.

On calcule enfin la PMP globale  $PMP_G$  :

$$PMP_G = PMP_O + PMP_C$$

#### 4.3.2.3 Méthode de convergence adaptée à l'orographie

Le procédé se rapporte directement à la méthode de maximisation et est plus fréquemment utilisé que la méthode de séparation orographique. Cette méthode est aussi valable pour des régions inhomogènes et où la direction des vents n'est pas constante. Globalement, le calcul suit les étapes suivantes :

- a. Estimation de la PMP selon la méthode de maximisation, comme indiqué plus haut, soit sur une partie du bassin d'étude non influencé par l'orographie, soit sur le bassin global sans tenir compte de sa topographie.

- b. Corrections de la PMP selon l'influence orographique. On applique des facteurs  $f_o$  de correction topographique issus de l'analyse des événements observés. On a alors :

$$PMP_G = f_o PMP_O + PMP_C$$

$f_o$  est ici une hauteur qui permet de tenir compte, en partant des données pour plusieurs crues mesurées, de la différence entre la contribution de la convergence et celle de l'orographie.

### 4.3.3 Méthode statistique

Hershfield (1961, 1965) a proposé une méthode d'estimation statistique de la PMP dans le cas où les données nécessaires aux méthodes ci-dessus font défaut. Il s'est basé sur l'équation du calcul d'une valeur de temps de retour  $T$  proposée par Chow :

$$X_T = X_{moy} + k(T) S$$

avec	$X_T$	la valeur (par exemple une hauteur de précipitation) de temps de retour $T$
	$X_{moy}$	la moyenne de la série
	$S$	l'écart-type de la série
	$k(T)$	un coefficient de $S$ fonction de $T$

Ce modèle a été utilisé par l'Hydram pour estimer la PMP sur le bassin de la Dischma.

### 4.3.4 Modèles de calcul détaillés

Des modèles de calcul basés sur les résolutions des équations primitives (équations de Navier-Stokes, de la chaleur et de l'humidité) permettent le calcul des précipitations. On distingue les modèles météorologiques dits de maille fine qui s'appuient sur les données des modèles de prévision du temps (modèles globaux du centre de prévision à moyen terme (Reading) et les modèles européens (Allemand, Peridot)) qui permettent de calculer la précipitation sur des mailles de quelques kilomètres.

- Les modèles de nuages qui calculent les précipitations liées à l'activité nuageuse, locale sans influence de relief (Pointin (1985)) ou sur la mer que le modèle MESOCONV (Beniston (1984)).
- Les modèles à méso-échelle en topographie complexe, tels que le modèle américain MM5 (NCAR) appliqué pour les premières simulations du projet MAP, les modèles français Arpège, Aladdin et Meso-NH en développement par Météo-France.

## 4.4 Limites globales de la méthode PMP-PMF de l'OMM

Les méthodes PMP-PMF telles qu'elles sont appliquées aux USA ne sont pas directement transposables au cas de la Suisse. La première raison découle des particularités de notre pays, avec les Alpes qui créent une barrière remarquable sur la trajectoire des masses d'air, la topographie, le fort découpage des bassins versants et leur taille très variable, très petite si l'on considère un seul ouvrage ou une installation, mais pouvant atteindre presque la moitié du territoire si l'on considère les bassins du Rhône ou du Rhin. De plus la météorologie européenne se distingue très notablement de la météorologie américaine, les cyclones et le régime des perturbations ne sont pas les mêmes. De ce fait, la phénoménologie particulière des situations météorologiques européennes associées à la présence de l'orographie à pente très accentuée des Alpes, justifie une adaptation majeure de la méthode. Un autre argument réside aussi dans les progrès enregistrés ces dernières années en matière de modélisation numérique des phénomènes atmosphériques, qui autorisent le recours à la simulation numérique pour le calcul des vents et des précipitations à une échelle plus petite que celle des modèles météorologiques.



Une autre limite réside dans la méthode elle-même qui fait correspondre la PMF à la PMP, ce qui n'est pas toujours le cas. Une extension de la méthode devra aussi être envisagée.

La méthode PMP-PMF n'est valable que pour les phénomènes exceptionnels, c'est-à-dire associés à une maximisation des paramètres. Cette définition est aussi à la source de nombreuses difficultés car les phénomènes météorologiques conduisant à la PMP en un endroit, diffèrent de ceux qui produisent cette PMP à un autre endroit. Ce constat fait que la maximisation entraîne de grandes différences entre les cartes de PMP et les précipitations observées pour un épisode particulier. De plus, certaines hypothèses maximisantes comme celle de la stationnarité de situations synoptiques, ne sont pas compatibles avec les épisodes généralement observés. Et les différentes contributions décrites ci-dessus provoquant des précipitations exceptionnelles et utilisées pour la détermination de la PMP ne sont pas superposables ! En effet, il existe par exemple une Précipitation maximale orographique stable et une Précipitation maximale orographique convective qui apparaissent pour des conditions météorologiques différentes qui ne peuvent pas s'additionner ou se combiner mais dont il conviendra de prendre la plus importante des deux pour définir la PMP. Comme de plus la durée des deux phénomènes est différente, il se peut que ce ne soit pas le même phénomène qui soit déterminant pour toute les durées considérées.

Il ressort enfin de cette analyse de la méthodologie PMP-PMF de l'OMM que les méthodes empiriques sont associées à des approximations relativement grossières et que seule l'expérience de quelques spécialistes peut permettre de déterminer le domaine de validité de chaque méthode décrite. Le développement d'un modèle doit donc s'accompagner d'un développement méthodologique qui tienne compte des besoins des constructeurs et du développement des connaissances en météorologie et en climatologie.

## 5. Démarche retenue pour le développement de modèles

Dans les concepts précédents, développés pour les USA, on trouve que la PMP est formée de la somme de trois contributions :

$$PMP = PMP_c + PMP_o + PMP_{convt}$$

où

$$PMP_c = PMP \text{ de convergence}$$

$$PMP_o = PMP \text{ orographique}$$

$$PMP_{convt} = PMP \text{ convective totale}$$

La  $PMP_c$  ou de convergence est liée aux mouvements atmosphériques eux-mêmes. C'est le terme qui exprime les précipitations en terrain plat provenant d'instabilités locales ou régionales compensées par la convergence à bas niveau de masses d'air humide.

Le terme  $PMP_o$  ou orographique est une amplification des précipitations due aux mouvements verticaux des masses d'air lors de leur passage au-dessus des reliefs.

La  $PMP_{convt}$  (convective totale) est une contribution supplémentaire liée à l'orographie et à l'activité orageuse.

Si ce concept est valable pour le cas américain, il a aussi été démontré dans le projet CRUEX que les situations météorologiques se produisant dans les Alpes ne permettaient pas d'additionner les trois contributions. Pour une région donnée, il existe bien trois types de précipitations, conduisant à trois types de PMP, soit une PMP de convergence, une PMP orographique, elle-même formée d'une contribution stable et d'une contribution orographique convective et une PMP convective. La PMP n'est pas la somme des trois types de précipitations, mais le maximum ou la plus grande des contributions.

$$PMP = \max ( PMP_c ; PMP_o \text{ stable} ; PMP_o \text{ convective} ; PMP_{convt} )$$

Cette définition implique que chaque type de précipitation extrême tienne compte des influences de la convergence à grande échelle, de l'orographie et de la convection. Les situations météorologiques seront toutefois différentes suivant le type de précipitation à maximiser. Par exemple les situations de convergence sur la Suisse correspondent à des situations de barrages dans les Alpes, alors que les précipitations à dominante orographique stable correspondent au passage de fronts, voire d'occlusions sur les Alpes avec des vitesses de vent très grandes et au contraire les précipitations orographiques convectives correspondent à des situations de vents faibles en altitude associées à une forte activité due aux brises montantes et aux vents de vallées.

La  $PMP_c$  peut être calculée par un modèle météorologique régional (sous-maille).

Pour les besoins du projet et en raison des échelles considérées, cette définition a été étendue à l'activité frontale abordant le relief mais n'incluant que les précipitations de nature convective à grande échelle.

Les précipitations orographiques stables dépendent de la hauteur des montagnes, de la vitesse de coalescence des gouttes d'eau, de la vitesse du vent et de la vitesse de chute de la pluie. Les précipitations orographiques ( $PMP_o$ ) sont dominantes dans le cas des Alpes. Deux modèles de calcul des  $PMP_o$  ont été développés par T. Haiden à Vienne (Haiden et al. (1990,1991)). Cette méthode a ensuite été calée sur les précipitations d'une durée de 24 heures associées à une période de retour de 100 ans (centennale). Le calage des modèles de calcul est fait sur la bases des observations à quelques stations bien documentées. La figure 4 montre la démarche retenue pour l'établissement de deux cartes de PMP, l'une valable pour l'Autriche (Nobilis et al. (1990)) et l'autre pour la Suisse.

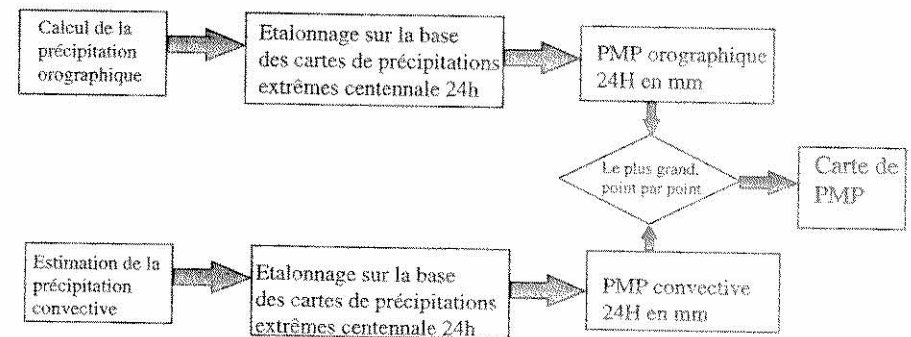


Fig. 4 Démarche retenue par T. Haiden pour détermination de la PMP en Autriche et en Suisse.

Une comparaison avec les cartes de précipitations extrêmes établies par Birmensdorf, montre un bon accord à condition de caler la transposition des précipitations calculées aux précipitations de durée 24 heures et associées à une période de retour de 100 ans. Le modèle de calcul semble surestimer les précipitations. La raison invoquée à l'époque par T. Haiden était l'influence de la schématisation des vents qui consistait à calculer des champs de vents à deux dimensions dans des coupes verticales et à les assembler pour en déduire les champs tridimensionnels.

C'est dans ce domaine que l'apport de la méthode développée ici peut être déterminante puisqu'elle porte précisément sur le développement d'un modèle de calcul des champs de vents au-dessus des Alpes.

## 6. Particularités de la Suisse

### 6.1 La suisse, sa topographie et ses régions

La Suisse est formée de trois grandes régions, le Jura, le Plateau et les Alpes. Situé au cœur de l'Europe, loin des côtes, ce territoire n'est pas soumis aux précipitations orographiques se produisant sur les premiers massifs côtiers. Normalement, les précipitations en Suisse devraient être moins abondantes que dans les régions côtières. Toutefois, la présence des reliefs du Jura et des Alpes provoque des précipitations orographiques qui peuvent être très importantes. Ces précipitations et le relief formé d'innombrables vallées est à l'origine des ressources hydrauliques abondantes, exploitées depuis le début du vingtième siècle.

Les vallées principales des Alpes, vallées du Rhône et du Rhin, et celle du Jura sont occupées par une relativement forte population. Ceci a pour conséquence de nécessiter une parfaite maîtrise des crues. La croissance démographique et l'urbanisation ne sont pas sans poser de problème de protection, car les nouvelles constructions sont souvent réalisées à la limite des zones de danger.

En raison de la longue histoire de l'exploitation des ressources hydrauliques et d'une tradition de mesures météorologiques, les données relatives aux paramètres météorologiques et hydrologiques sont abondantes, de bonne qualité et existent sur de longues périodes.

La principale particularité de la météorologie alpine est la présence du foehn qui produit des précipitations abondantes sur les reliefs au sud ou au nord des Alpes. Eu égard à l'altitude élevée des massifs, ces précipitations sont souvent sous forme de neige. Par conséquent, comme mentionné en introduction, la PMF ne découle pas nécessairement de la PMP, l'influence de la couverture neigeuse pouvant être considérable. La climatologie alpine subit aussi une influence saisonnière marquée et la PMP sera donc fonction de la période de l'année considérée.

Il est aussi évident que les précipitations extrêmes dépendront de l'altitude de la région considérée.

### 6.2 Situations météorologiques entraînant une PMP en Suisse

Une analyse climatologique et météorologique de certains épisodes de fortes précipitations a été effectuée afin de déterminer s'il existe des conditions météorologiques typiques pour les précipitations extrêmes observées en Suisse. Cette analyse a également pour but de déterminer l'histoire des précipitations durant les heures, voire les jours précédant les épisodes critiques. En effet, cette information sur l'histoire des précipitations est déterminante pour le calcul de la PMF, car elle permet de déduire l'état de saturation du sol. La quantité d'eau ruisselant sur le sol dépend de sa saturation ; sur un sol saturé il y a ruissellement de la quantité totale des précipitations. D'autre part, la vitesse de ruissellement est aussi plus grande, ce qui influence la réponse du bassin versant.

L'analyse des situations météorologiques ayant prévalu durant les épisodes de fortes précipitations qui se sont produites en Suisse, montre que ces fortes précipitations sont souvent associées au passage de fronts orageux. Les cas les plus graves correspondent à des interactions entre les fronts et l'orographie. Ainsi, le cas classique des fronts traversant notre pays du Sud-Ouest au Nord-Est est une situation typique de pluie extrême lorsque le front froid reste bloqué durant plusieurs heures au-dessus des Alpes. Pour que ce blocage se produise, il faut donc des conditions très particulières de convergence. Il a également été observé que les situations de foehn, provenant du sud des Alpes dans un secteur de Sud-Ouest à Sud-Est associées au passage d'un front froid, représente une deuxième situation typique de précipitations extrêmes pour le sud des Alpes et pour les régions situées à la limite des crêtes ou des cols alpins situées au sud, comme la région du Simplon. La troisième situation typique est représentée par un foehn du Nord soufflant d'un secteur compris entre l'Ouest le Nord-Est. Ces situations sont toujours aggravées s'il se produit une convergence à grande échelle.

Les précipitations sont d'autant plus importantes que la perturbation passe lentement et est orientée parallèlement aux Alpes. Les plus fortes précipitations orageuses apparaissent en été et sont localisées. Les précipitations extrêmes sur des surfaces importantes, qui peuvent couvrir plusieurs bassins versants, se produisent plus fréquemment en automne.

Ces perturbations sont de relativement grande dimension, en tout cas, d'une taille supérieure à celle des bassins versants représentés par les vallées alpines petites et moyennes.

Quelques situations d'orages estivaux liées à une haute pression ont également été recensées mais ne semblent pas entraîner les précipitations les plus importantes dans les Alpes. Elles sont probablement à l'origine des maxima observés au Tessin et sur le plateau Suisse, dans la région de la Suisse centrale.

La conséquence de ces analyses est importante pour la modélisation. Il avait été prévu de développer un modèle à Mésos-échelle incluant la simulation de l'activité orageuse locale et orographique. Ce modèle devait être capable de simuler les situations orageuses estivales locales. Il apparaît que ce modèle ne fournirait pas la PMP, et qu'il conviendrait de recourir à des simulations à plus grande échelle, basées sur un modèle météorologique incluant la simulation des perturbations. Ce développement est prévu dans une phase ultérieure du projet.

Par ces simulations, il est prévu d'obtenir des cartes de précipitations maximales probables pour les massifs préalpins et alpins du nord des Alpes. Ces cartes représentent une contribution importante à la deuxième étape de l'étude. Le résultat de ces simulations pourra être comparé à ceux obtenus par d'autres méthodes de prédictions de la PMP. En particulier aux méthodes statistiques et empiriques.

## 7. Modèles mathématiques détaillés

### 7.1 Méthodes et modèles développés au LASEN

Pour les besoins du présent projet, on peut décomposer les modèles de simulation numérique des phénomènes atmosphériques en deux catégories :

- les modèles de prévisions météorologiques et
- les modèles spécifiques aux analyses climatologiques.

Les premiers doivent par essence pouvoir calculer les situations réelles qui se produiront dans un avenir proche. Aujourd'hui, la prévision porte sur quelques jours. Ils sont ainsi volontairement limités, tant dans la formulation physique, dans les algorithmes de résolution que dans la résolution spatiale (taille des mailles) pour conserver un temps nécessaire au calcul compatible avec les exigences de la prévision journalière. De plus, ces modèles sont initialisés avec les mesures effectuées 4 fois par jour dans le monde entier par les offices météorologiques et doivent ainsi tenir compte des imprécisions de mesures et de la répartition spatiale hétérogène des stations. Par conséquent, la paramétrisation de ces modèles est aujourd'hui importante. Il est donc difficile et très contestable de les utiliser pour des études régionales sur des bassins versants de quelques km<sup>2</sup> et avec des conditions physiques à maximiser correspondant à des situations météorologiques extrêmes n'ayant pas été observées.

A l'opposé, les modèles utilisés pour les analyses climatologiques régionales sont constitués de systèmes de résolution à mailles plus fines, disposant d'une physique plus détaillée et d'algorithmes de résolution plus élaborés. Ils requièrent des temps de calculs considérables. De ce fait seule la simulation d'épisode est possible. Par contre, il est possible de prescrire des conditions de bords et des conditions initiales à volonté. La voie choisie au LASEN présentée ici a consisté à développer un modèle de simulation des écoulements atmosphériques et à le coupler avec un modèle de précipitations.

Nous avons donc adapté le modèle ASTEC (CFDS (1991)) aux exigences des écoulements atmosphériques. Le modèle résout les trois équations de mouvement ainsi que l'équation de conservation de la masse pour obtenir les champs de vitesse et pression pour l'ensemble du domaine de calcul. Le modèle tient compte des conditions de stabilité de l'atmosphère par résolution de l'équation de conservation de l'énergie et couplage des champs de température et de vitesse verticale. Le modèle est entièrement non-hydrostatique et inclut les effets de la turbulence sur le champ vent par l'intermédiaire du modèle de turbulence K-ε (Launder & Spalding, 1972).

Le modèle développé est décrit plus en détail dans la communication intitulée " Estimation des précipitations orographiques maximales probables par modélisation numérique " de C. Montavon ci-après.

Il s'agit d'un modèle prédictif à 9 variables (3 composantes de la vitesse, la pression, la température potentielle, deux variables turbulentes, l'humidité et les précipitations), à l'aide de 9 équations différentielles couplées.

Le modèle résout les différentes équations différentielles à partir de conditions initiales et à l'aide de conditions de bord pour les 9 variables.

Le mode de résolution est basé sur la méthode des volumes finis particulièrement bien adaptée au cas des écoulements au-dessus d'un relief.

Les avantages du découplage entre le calcul du vent et des précipitations sont un appréciable gain de temps de calcul, une meilleure stabilité des solutions et surtout, une meilleure maîtrise de la maximisation. En effet, lorsque les calculs sont effectués de manière indépendante, il est possible de comprendre plus aisément le rôle des différentes contributions aux précipitations, que ce soit celles de la vitesse et de la direction du vent, du profil de température ou de la paramétrisation de la formation des gouttes.

D'autre part, le couplage entre le champ de vent et celui des précipitations revient à simuler les précipitations convectives. Le champ d'humidité va déclencher des processus convectifs qui, dans le modèle, sont de tailles plus faibles que la maille de calcul. Typiquement, les cellules convectives ont une taille de quelques centaines de mètres alors que la maille du calcul est de 1 à 5 km selon les endroits. La forme des cellules convectives et leur dynamique suivrait, dans le modèle, une géométrie liée au maillage et serait erronée.

La recherche en cours est orientée sur la simulation de la convection et sur sa paramétrisation dans un modèle CFD (Computational fluid dynamic).

## 7.2 Possibilités actuelles de la méthode; Modélisation numérique de la PMP

Les modèles utilisés actuellement permettent le calcul des précipitations orographiques non convectives dites aussi précipitations stratiformes.

L'avantage essentiel de cette méthode réside dans la possibilité de calculer ces précipitations pour différentes régions de Suisse, ceci même pour des bassins versants de petite taille. Cette régionalisation peut se faire pour des endroits qui ne disposent pas de données de mesure, à partir d'un calage effectué dans d'autres endroits pour lesquels des données sont disponibles.

Le modèle a montré un très bon comportement pour des situations ayant eu lieu et pour lesquels des données sont disponibles. La reproduction de ces événements a pu être faite dans plusieurs cas et a permis des comparaisons en plusieurs endroits de Suisse.

Dans cette version du modèle, la paramétrisation des précipitations orographiques convectives et la paramétrisation de la convergence à grande échelle retenues semblent donner satisfaction pour les précipitations de longue durée.

Le modèle a montré que pour des événements extrêmes gouvernés par la topographie ayant lieu en été et en automne, les précipitations extrêmes sont amplifiées pour les sommets alpins. Par contre, les précipitations calculées sont un peu faible car l'apport d'eau à grande échelle n'est pas introduit sous forme de gouttes ni sous forme de glace. Pour tenir compte de cet apport d'eau, il faut introduire une condition de pluie au bord supérieur du modèle. Cette manière de faire est courante dans la littérature et est appelée "seeding".

Ayant calculé des situations réelles, observées par le passé, il s'agit de maximiser les conditions ayant prévalu durant ces épisodes pour en déduire la PMP orographique. Dans une première phase, le calcul des précipitations est effectué en prenant comme référence des champs de vents associés à une période de retour de 50 ans et dont les paramètres physiques de la pluie sont maximisés. Un tel phénomène peut avoir une persistance maximale de trois heures. La figure 9 montre le concept retenu pour transférer ensuite cette valeur maximale sur une durée plus longue, 9 heures dans l'exemple.

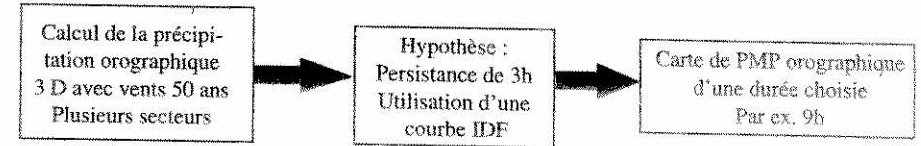


Fig. 9 Méthodologie relative au changement de durée des précipitations extrêmes.

Cette durée correspond donc à la limite de l'hypothèse de stationnarité adoptée pour la modélisation. Il s'agit en outre d'une maximisation de la durée. Comme il est recherché une PMP associée à une durée différente, par exemple une durée de 9 heures pour le cas étudié de Mattmark, il faut effectuer une transposition du volume pour cette durée. Pour ce faire, on utilise une droite de pente identique à la courbe intensité durée fréquence (dite courbe IDF, Demaree (1985)) connue pour la région d'étude.

La modélisation retenue offre la perspective d'intégrer les précipitations orographiques dynamiques et convectives.

Les inconvénients de la méthode sont :

- La stationnarité des conditions aux limites. Bien que justifiée par la méthode PMP, cette hypothèse est une limite de la méthode lors de la simulation d'épisodes réels et pour les cas de longue durée. Le modèle étant lui-même transitoire, le calcul avec des conditions de bords variables dans le temps ne pose pas de problème méthodologique. Les difficultés résident dans l'interpolation, dans le temps et dans l'espace, des données météorologiques connues seulement deux ou quatre fois par jour (Deux sondages à Milan et quatre sondages à Payerne). Le développement futur devra permettre d'introduire des données provenant de la simulation des situations météorologiques.
- La paramétrisation de l'influence de la grande échelle sur les précipitations, surtout sur les précipitations de courte durée, soit de l'ordre de l'heure.
- Une autre limite de la méthode et surtout de son contrôle, réside dans la difficulté d'effectuer une comparaison avec des données mesurées. Les comparaisons faites dans deux cas réels ont montré que la méthode de crigeage utilisée pour le calcul des répartitions spatiales des précipitations observées ne convient pas. Le nombre de points de mesure est trop faible et cette méthode fournit un biais qui est reproductible avec les résultats des calculs utilisés aux mêmes points que les mesures. En outre, les données disponibles sont insuffisantes pour comparer les pronostics de précipitations de différentes durées, car il y a trop peu de séries temporelles de durée inférieure à 24 heures.

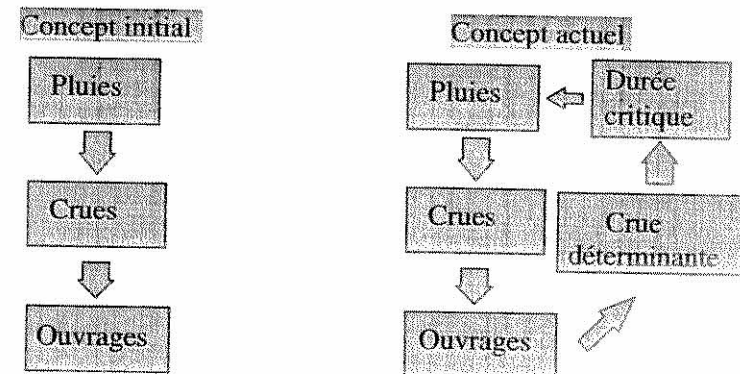


Fig. 10. Comparaison entre la démarche initiale et celle appliquée actuellement.

Parmi les résultats obtenus, relevons particulièrement le changement de concept décrit à la figure 10. Au début du projet, et conformément à l'analyse de la littérature, il était supposé que la PMP pouvait être



déterminée sur une base purement météorologique et phénoménologique et qu'il s'agissait d'une variable spatiale pouvant faire l'objet d'une carte analogue à celle donnée pour l'Autriche ou la Suisse. Par la collaboration avec les autres groupes du projet Cruex et surtout grâce aux traitements de plusieurs cas concernant des ouvrages réels, il fut indispensable de modifier la méthodologie de manière à tenir compte, dans la détermination de la PMP, de la durée de l'événement critique pour l'ouvrage. Cette nouvelle méthodologie doit aussi tenir compte de la réponse du bassin versant hydraulique.

## 8. Suite du projet

La poursuite du travail consiste évidemment à parfaire cette nouvelle méthodologie, surtout à rechercher des données météorologiques compatibles entre elles et avec la modélisation pour pouvoir tenir compte de la durée critique et de l'histoire des précipitations dans la détermination de la PMP. Une analyse des vents extrêmes et des phénomènes associés aux pluies de durées différentes est en cours. Il s'agit aussi de montrer par ces analyses et par des simulations complémentaires que, dans le cas des pluies et des crues, une évaluation des extrêmes déduite de la maximisation indépendante de chaque paramètre conduit à des valeurs globalement trop fortes. En effet, la probabilité associée à un tel calcul est le produit des probabilités individuelles de chaque paramètre; dans le cas de la maximisation, cette probabilité devient trop faible.

Cette analyse permettra d'une part d'améliorer la prise en compte des précipitations à grande échelle, dans le cas de calculs effectués pour des durées inférieures à 24 heures et, d'autre part, de développer et d'appliquer une nouvelle méthode de maximisation des conditions de bord.

Le modèle de calcul des précipitations orographiques sera adapté au calcul des précipitations orographiques convectives. Il s'agit principalement de calculer des champs de vents reproduisant les brises de pentes montantes et les vents de vallées.

## Remerciements

L'auteur tient à exprimer sa gratitude M. Biedermann et à l'Office fédérale de l'économie des eaux (OFEE) pour la confiance témoignée et pour le soutien financier à ce projet. Il convient de relever aussi la contribution du Fonds National Suisse de la recherche Scientifique qui, par plusieurs subsides (Subsides No 2000-028727 et No 20-31295.91), a soutenu le développement des codes de calcul des écoulements et le développement de méthodes d'analyse des données météorologiques. Ce projet n'aurait pas pu voir le jour sans M. le Professeur Sinniger, initiateur du projet, qui a su créer les conditions idéales pour une collaboration interdisciplinaire. Les résultats obtenus sont aussi le fruit d'un travail important et d'une coopération remarquable entre les collaborateurs des trois laboratoires que je tiens à remercier particulièrement pour leurs contributions et leurs remarques constructives lors de l'élaboration des bases méthodologiques décrites dans cet article.

## Liste bibliographique

Birmensdorf	1976	Starkniederschläge des schweizerischen Alpen und Alpenrandgebietes. Eidgenössische Anstalt für das forstliche Versuchswesen
Beniston, M.	1984	A numerical study of atmospheric cellular convection. <i>Dyn. Atmos. Ocean</i> 8, 233-242
CFDS	1991	ASTEC Manual, release 4.0 : user manual, Computational Fluid Dynamics Services, AEA Technology, Harwell.
Demaree, G.	1985	Intensity-Duration-Frequency Relationship of Point Precipitation at Uccle. Reference Period 1984-1983, Publications, série A, no 116
Durrant, D.-R.	1981	The effects of Moisture on Mountain Lee Waves Cooperative Thesis no 65 NCAR-MIT

Grebner, D.	1985	Der Niederschlag in der Schweiz, Vermutlich maximaler Niederschlag (PMP), <i>Beitr. Geol. Schweiz - Hydrol</i> no 31
Grigg, N. S.	1990	Hydrologic Aspects of Dam Safety Report of Workshop held on November 16, 1989 at Colorado State University
Haiden, T. Kahlig, P. Kerschbaum, M. Nobilis, F.	1989	Zum Einfluss der Orographie auf den vermutlich grössten Niederschlag <i>Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Oesterreich</i> , nr. 61, s. 62-72.
Haiden, T. Kahlig, P. Kerschbaum, M. Nobilis, F.	1991	Einfluss der Orographie auf Extremniederschläge : ein deterministischer Modellansatz, <i>Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Oesterreich</i> , nr. 64, s. 1-25.
Hershfield, D.M.	1961	Estimating the probable maximum precipitation. <i>Proc. Am. Soc. Civ. Engrs. J. Hydraulics</i> , Vol. 87, p. 99-106
Hershfield, D. M.	1965	Method for estimating probable maximum precipitation. <i>J. Am. Water Works Assoc.</i> , Vol. 57, p. 965-972
Hess, S.L.	1979	Introduction to theoretical Meteorology (Florida State University). Robert Krieger Publishing Company Huntington, New-York.
Johannsen, H. H.	1971	Zur theorie des maximal möglichen Niederschlags. <i>Deutscher Verband für Wasserwirtschaft (DVWW)</i> , 3. Fortbildungslehrgang für Hydrologie, TU Braunschweig, 13S..
Kahlig, P.	1989	Wasserwirtschaft Wasservorsorge Forschungsarbeiten. Untersuchungen zum vermutlich grössten Niederschlag (PMP) Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Wien
Nobilis, F. Haiden, T. Kerschbaum, M.	1990	Statistische Untersuchungen zur Frage des vermutlich grössten Niederschlags (PMP) in Osterreich <i>Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Oesterreich</i> , nr. 63, s. 27-66.
Papadakis, I. Schultz, G.A.		Monthly runoff computation (via Monthly rainfall estimation) on the basis of multi-spectral and multi-temporal satellite imagery, Ruhr University Bochum, Germany
Pointin, Y.	1985	Simulation de quelques cas de convection organisée à l'échelle Meso-synoptique. Contribution à la dynamique des lignes de grains. Thèse à l'université de Clermont-Ferrand II
Richard, E.	1991	Introduction à la physique de l'atmosphère. Cours préparé pour la Maîtrise en Energie
WMO (World Meteorological Organization)	1973	Manual for estimation of probable maximum precipitation. <i>World Meteor. Org. WMO nr 332, Op. Hydr. Rep. Nr 1</i> , 190 pp. Geneva
WMO (World Meteorological Organization)	1986	Manual for estimation of probable maximum precipitation, second edition. <i>World Meteor. Org. WMO - No 332, Op. Hydr. Rep. Nr 1</i> , 269 p. Geneva
Commission Internationale des Grands Barrages	1990	La crue de projet. Comité de la crue de projet. Recommandations.

**Estimation des précipitations  
orographiques maximales  
probables par modélisation  
numérique**

---

**Ch. Montavon**

## Estimation des précipitations orographiques maximales probables par modélisation numérique

Christiane Montavon

Laboratoire des systèmes énergétiques, Dépt. Génie Civil, EPFL  
1015 LAUSANNE, Suisse

### 1. Introduction

Une bonne connaissance des phénomènes aboutissant à des crues extrêmes nécessite également une bonne compréhension des mécanismes provoquant d'abondantes précipitations. Dans ce contexte apparaît la notion de **pluie maximale probable** (PMP), qui est, selon la définition donnée par Hansen et al (1982), la hauteur d'eau maximale qui peut tomber pour une certaine **durée**, sur une **surface** donnée, à un **endroit** particulier et pour une certaine **période de l'année**. Lorsque les valeurs de PMP sont utilisées pour le dimensionnement d'un ouvrage hydraulique, la notion de durée associée à la valeur de PMP prend une importance particulière. Il a en effet été démontré, dans le cadre du projet CRUEX, que les précipitations extrêmes déterminantes pour la crue critique dépendent du type d'ouvrage et sont associées à une durée critique (CRUEX, 1994).

Traditionnellement, les valeurs des précipitations extrêmes qui peuvent se produire dans une région particulière sont obtenues sur la base de séries temporelles de mesures de pluie. À l'aide d'un traitement statistique (loi de Gumbel), on attribue, pour une durée choisie, une valeur à l'intensité de précipitation qui présente le risque d'être dépassée une fois tous les dix ans, une fois tous les cinquante ans, etc. Avec ce type d'approche, deux difficultés apparaissent :

1. Il est délicat d'extrapoler les intensités ainsi obtenues pour des temps de retour nettement supérieurs à la durée de la série temporelle disponible sur le site de mesure.
2. En terrain extrêmement accidenté, comme on le rencontre dans les Alpes, l'influence de la topographie sur la formation des précipitations est non négligeable. Une telle influence limite la représentativité des mesures effectuées en un point aux quelques kilomètres avoisinant la station de mesure et rend délicate l'interpolation des valeurs de précipitations extrêmes d'un bassin versant à l'autre.

Dans le cadre du projet CRUEX, une approche par modélisation numérique des précipitations a été proposée afin d'obtenir une distribution spatiale des précipitations extrêmes qui tienne davantage compte des conditions topographiques. La présente contribution décrit la méthodologie retenue, les caractéristiques du modèle numérique utilisé, ainsi qu'un exemple de distribution de précipitations calculées pour l'événement du 24 septembre 1993, qui a entraîné des précipitations extrêmes dans la région du Simplon ainsi qu'au nord de l'Italie.

Un exemple d'application de la méthodologie proposée pour l'établissement de cartes de précipitations extrêmes d'une durée de 24 heures est présenté pour la topographie de la Suisse.

## 2. Méthodologie

À l'origine de la formation des précipitations, on trouve des mécanismes non-orographiques (p.ex. passage de front) qui sont responsables de la formation de précipitations en terrain plat ainsi que des mécanismes orographiques, pour lesquels le relief joue un rôle déterminant. Pour une topographie très accidentée comme c'est le cas dans les Alpes, la distribution spatiale des précipitations maximales probables est essentiellement déterminée par la composante d'origine orographique (Haiden, 1991). La méthodologie présentée ci-après (résumée dans la Figure 1) concerne l'estimation des précipitations maximales probables d'origine orographique et ne prend pas en compte les mécanismes de type non-orographiques pour l'établissement des cartes de précipitations extrêmes.

### 2.1 Précipitations orographiques, séparation des contributions convectives et stables

L'approche choisie pour l'estimation de la précipitation orographique maximale probable sépare la contribution de type **convectif** de la contribution de type **stable**.

La contribution convective est due au mouvement ascensionnel de l'air chaud remontant les pentes. Elle est déclenchée par des différences locales de température en présence de relief. Dans la modélisation présentée ici, cette contribution n'est pas calculée à l'aide du modèle numérique, mais elle est paramétrisée en fonction des conditions de pentes locales, des conditions d'humidité et des échanges radiatifs à la surface selon la méthode proposée par Haiden et al (1991).

La contribution stable apparaît lorsque une masse d'air en mouvement subit un soulèvement de type stable lors de son passage au-dessus d'un relief. L'estimation de l'augmentation des précipitations orographiques stables repose sur la résolution numérique des équations régissant un écoulement atmosphérique stratifié au-dessus d'une topographie. Pour une situation météorologique donnée, le modèle numérique calcule, à partir des conditions initiales de vent et de température le champ de vent au-dessus de la topographie. Ce dernier est utilisé pour résoudre les équations du modèle de pluie (modèle de Kessler, 1969) afin d'obtenir une distribution spatiale d'intensité de précipitations, à laquelle on associe ensuite une durée. Le modèle choisi à cette fin est un modèle tridimensionnel 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 de précipitation 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.

En chaque point du domaine, la précipitation maximale probable sera donnée par le maximum de la contribution orographique stable et de la contribution convective.

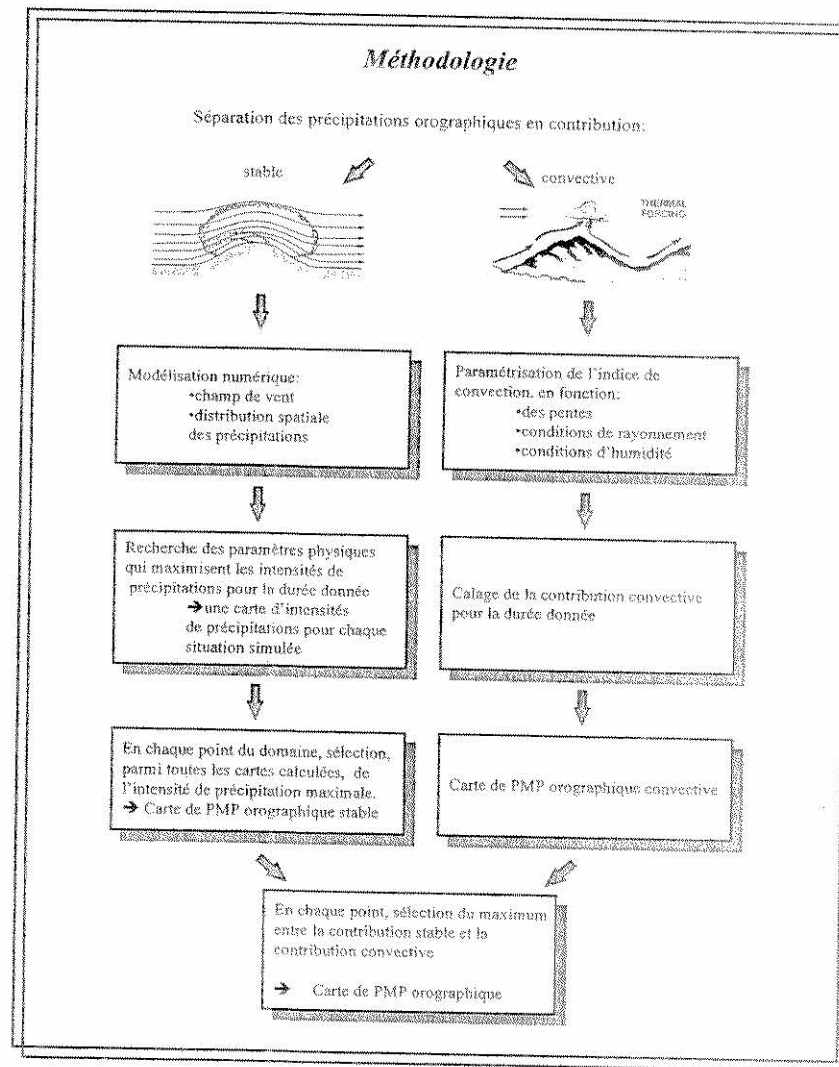


Figure 1. Méthodologie pour l'obtention de la carte de précipitation maximale probable (PMP) associée à une durée donnée.

## 2.2 Précipitations orographiques et durée

Pour une région particulière, l'obtention de l'intensité de précipitation maximale probable associée à une durée différente se fait selon l'hypothèse suivante :

La fonction décrivant la précipitation maximale probable (PMP) pour une région particulière est, dans un diagramme Intensité-Durée, une droite parallèle aux droites Intensité-Durée-Fréquence (IDF) de la région en question. Connaissant, par modélisation numérique, une valeur de la PMP associée à une durée pour la région d'intérêt, on peut fixer la position de la droite représentant la PMP dans le diagramme d'Intensité-Durée.

La passage à d'autres durées selon cette hypothèse est illustré à l'aide de la Figure 2. L'hypothèse de parallélisme entre la fonction décrivant la PMP et les autres courbes IDF pour la région a été proposée suite aux observations suivantes faites à partir de travaux de Zeller et al (1980):

- Pour une station particulière, le parallélisme entre les courbes IDF associées à des probabilités de retour différentes est observé pour des durées allant de environ 1 heure à environ 10 jours.
- La pente des courbes IDF obtenues pour des stations alpines varie très peu d'une station à l'autre.

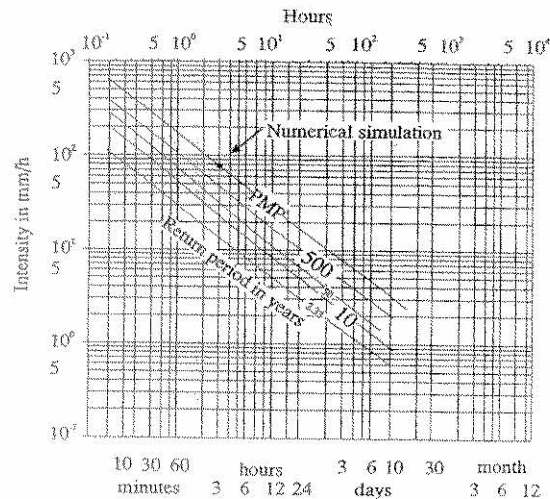


Figure 2. Construction d'une courbe PMP-durée à partir des courbes IDF de la région considérée et d'un résultat de la simulation numérique associé à une durée. (Courbes IDF obtenues selon Zeller et al, 1980).

## 3. Modèle numérique

### 3.1 Equations du modèle de vent

Pour une situation météorologique particulière, le champ de vent et de température sont obtenus par résolution des équations de continuité, de Navier-Stokes pour les trois composantes de la vitesse (modèle non-hydrostatique) et de conservation de l'énergie (1er principe de la thermodynamique). Ces équations sont résolues en faisant l'approximation de Boussinesq, approximation qui consiste à négliger les effets de variation locale de densité avec la température, sauf dans le terme de force qui représente la poussée d'Archimède (flottabilité) dans l'équation de la vitesse verticale. On admet que la densité du fluide est constante dans le temps, et qu'elle varie avec la verticale selon un profil qui correspond à une atmosphère en équilibre. On a donc :

$$\rho = \rho_h(z)$$

L'équation de continuité est résolue dans l'hypothèse anélastique

$$\frac{\partial(\rho_h \cdot u_i)}{\partial x_i} = 0$$

Les équations de conservation de la quantité de mouvement deviennent:

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\rho_h u_i)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho_h \cdot u_i u_j)}{\partial x_j} = & -\frac{\partial p'}{\partial x_j} \delta_{ij} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[ \mu_{eff} \left( \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \right] \\ & + (\rho_h - \rho) g \cdot \delta_{i3} + f(u_i - u_{i,geo}) \cdot \delta_{i1} \\ & - f(u_i - u_{i,geo}) \cdot \delta_{i2} \end{aligned}$$

(Rem:  $p'$  représente l'écart par rapport à la pression hydrostatique)

L'équation de conservation de l'énergie est formulée en température potentielle comme suit :

$$\frac{\partial(\rho_h \theta)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho_h \theta \cdot u_i)}{\partial x_i} = \frac{1}{C_p} \left( \frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{\gamma}} \frac{\partial}{\partial x_i} \left[ \left( \mu + \frac{\mu_e}{\sigma_t} \right) \frac{\partial T}{\partial x_i} \right]$$

Le couplage entre l'équation pour la température potentielle et le champ de vent est donné par l'approximation

$$(\rho_h - \rho) = \frac{\rho_h}{\theta_h} (\theta - \theta_h)$$

En plus des équations de mouvement, le modèle résout les deux équations du modèle de turbulence k- $\epsilon$  (Launder-Spalding, 1972).

### 3.2 Equations du modèle de pluie

Pour le calcul de la précipitation, deux équations de conservation sont résolues pour la vapeur et le contenu en eau de nuage ( $m$ ) ainsi que pour le contenu en eau précipitante ( $M$ ). Les équations du modèle de pluie, présentées ci-après, sont essentiellement les équations du modèle de Kessler (1969), avec une modification pour la paramétrisation du terme représentant la conversion de la vapeur en eau de nuage dans un mouvement vertical de l'atmosphère (fonction  $G(T,p)$  dans l'équation de  $m$ ).

$$\begin{aligned} \frac{\partial m}{\partial t} + \frac{\partial(mu_i)}{\partial x_i} &= u_3 G(T,p) && \text{(génération)} \\ &- S\{m - m^*\} C_o (m - m^*) && \text{(autoconversion)} \\ &- S\{m\} S\{M\} K_2 m M && \text{(accrétion)} \\ &- S\{-m\} S\{M\} K_3 m M^{13/20} && \text{(évaporation)} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial(Mu_i)}{\partial x_i} - V_c \frac{\partial M}{\partial x_3} &= S\{m - m^*\} C_o (m - m^*) \\ &+ S\{m\} S\{M\} K_2 m M \\ &+ S\{-m\} S\{M\} K_3 m M^{13/20} \end{aligned}$$

où  $m^*$  est le seuil d'autoconversion et  $S$  une fonction définie par:

$$S\{i\} = 1 \text{ si } i \geq 0$$

$$S\{i\} = 0 \text{ si } i < 0$$

Les constantes du modèle prennent les valeurs suivantes:

$$C_o = 1 \cdot 10^{-3}, \quad K_2 = 9.0, \quad K_3 = 4.85 \cdot 10^{-2}, \quad m^* = 1 \cdot 10^{-3} \text{ Kg} / \text{m}^3$$

La fonction paramétrisant la condensation de la vapeur en eau de nuage dans un mouvement ascendant de la masse d'air est donnée par:

$$G(T,p) = \frac{\xi}{RT} \left[ \alpha(p,T) - \frac{g \cdot e_s(T)}{RT} \right]$$

$$\text{avec } \alpha(p,T) = \Gamma_{dry} \cdot \frac{1 + \frac{L\xi}{RT} \frac{e_s(T)}{p}}{\left(\frac{\partial e_s}{\partial T}\right)^{-1} + \frac{L\xi}{c_p p}}$$

### 3.3 Initialisation du modèle

Le champ de vitesse du modèle est initialisé à partir d'un profil de vitesse, théorique ou mesuré, ainsi qu'avec une direction particulière.

Le champ de température potentielle  $\theta$  est initialisé avec un champ de température potentielle  $\theta_h$  calculé à partir d'un profil de température réelle et d'un profil de pression correspondant à une atmosphère en équilibre hydrostatique.

L'initialisation de la variable  $m$  est faite à partir d'un profil d'humidité relative et d'un profil de température réelle. Le modèle est généralement initialisé avec un valeur de  $M$  à 0 (pas de pluie pour l'ensemble du domaine).

### 3.4 Résolution et domaine de calcul

Le modèle résout les équations par la méthode des volumes finis sur un domaine de calcul de 320 x 210 km de hauteur de 25 km couvrant pratiquement la totalité de la Suisse. Le maillage est régulier dans les directions horizontales, avec une résolution de 5 km. Dans la verticale, la taille des mailles varie avec la hauteur. Les 15 premiers kilomètres de l'atmosphère sont modélisés par 15 niveaux avec des hauteurs de mailles variant de 370 à 500 m pour le premier niveau et des mailles d'environ 2000 m au sommet du domaine. Le domaine de calcul est présenté dans la Figure 3.

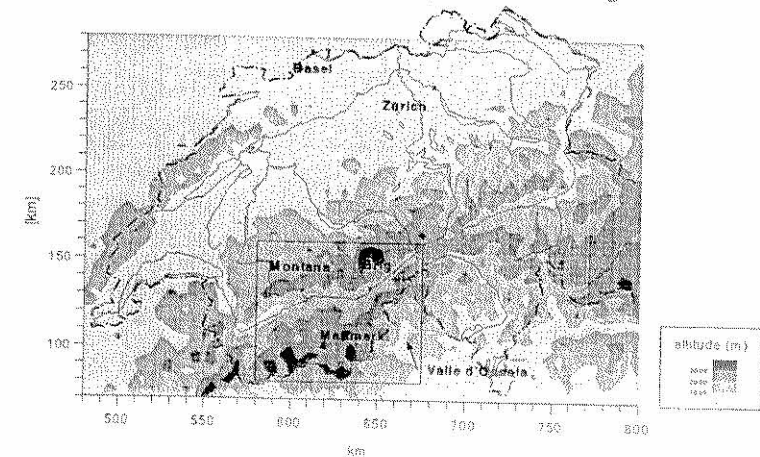


Figure 3. Domaine et topographie utilisé pour les simulations. La partie encadrée situe la région pour laquelle la comparaison entre observations et simulations sera faite dans la suite du document.



#### 4. Simulation d'un événement extrême - septembre 93

Comme exemple d'utilisation du modèle numérique pour la simulation de précipitations orographiques stables, on présente ci-après les résultats obtenus lors de la simulation de l'événement du 24 septembre 1993. Cet événement a entraîné de fortes précipitations sur le massif sud des Alpes, particulièrement dans la région du Simplon et dans le nord de l'Italie. La situation météorologique générale lors de cet événement était déterminée par une circulation atmosphérique avec une zone dépressionnaire située dans la région de Valence à Marseille pendant la majeure partie de la durée du phénomène. Superposée à cette zone, on trouvait une dépression en altitude. Ce système a entraîné le déplacement d'une masse d'air très humide venant de la direction sud-sud-est vers le massif alpin. En conséquence de la superposition de la dépression au sol et en altitude, l'ensemble de la troposphère a participé au transport d'humidité vers la barrière des Alpes. Comme autre particularité de la situation météorologique du jour, on peut relever le fait que la limite du zéro degré était située au-dessus de 3000m et que, pour cette raison, l'essentiel des précipitations s'est produit sous forme de pluie et non sous forme de neige (Grebner, 1994).

Pour simuler l'arrivée de la masse d'air arrivant du sud-sud-est, les conditions initiales ainsi que les conditions de bord du modèle numérique sont établies à partir des profils de température et vitesse du sondage météorologique de Milan (12 UTC). Les profils correspondants pour la température réelle et pour la vitesse sont présentés dans les Figure 4 et Figure 5. Le modèle numérique résout ensuite les équations du modèle de vent sur l'ensemble du domaine de calcul, en admettant que les conditions de bord restent stationnaires. Le champ de vent ainsi obtenu est utilisé pour résoudre les deux équations du modèle de pluie.

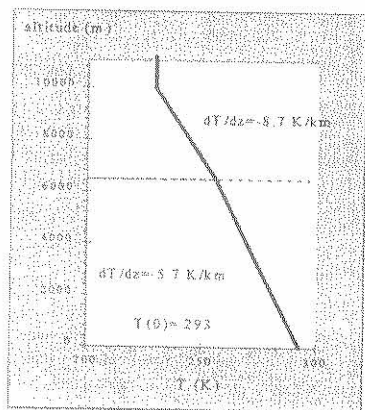


Figure 4. Profil vertical de température réelle utilisé pour la simulation de l'événement du 24 septembre 1993. Profil obtenu du sondage de Milan.

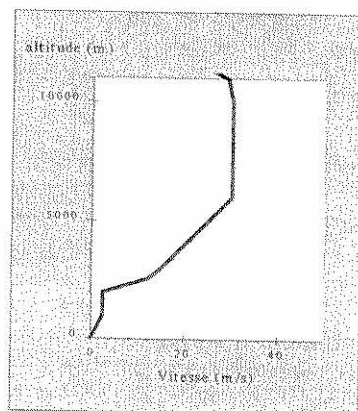


Figure 5. Profil vertical de vitesse utilisé pour la simulation de l'événement du 24 septembre 1993.

Les variables  $m$  et  $M$  du modèle de pluie sont initialisées en admettant que l'atmosphère est saturée jusqu'à la tropopause ( $m=0$ ) et sans pluie ( $M=0$ ). Les conditions imposées sur les bords d'entrée (bords sud et est du domaine de calcul) sont maintenues constantes pendant le calcul. Pour représenter l'effet d'une précipitation à grande échelle, qui serait présente indépendamment de la présence d'un relief, une intensité de précipitation de 0.75 mm/h est introduite au sommet du domaine.

La distribution spatiale des précipitations journalières pour la région encadrée dans la Figure 3 (Valais-Nord de l'Italie) a été interpolée à partir de mesures journalières enregistrées pour la date du 24 septembre 1993 en 26 stations différentes. Pour comparer avec les observations, on a extrait de l'ensemble des résultats du modèle numérique des valeurs de précipitations aux points les plus proches des stations de mesure. Une carte des précipitations simulées a ensuite été interpolée exactement de la même manière que la carte des observations. Cette procédure (utilisation de la même méthode d'interpolation et de la même densité d'information) a été appliquée afin de pouvoir comparer directement les cartes de précipitations. La Figure 6 représente la carte des précipitations journalières observées alors que les résultats des simulations sont présentés dans la Figure 7. Les intensités de précipitations simulées par le modèle ont été calées, en les multipliant par une durée correspondant à 13 heures, sur la valeur maximale des précipitations journalières enregistrées au Simplon (182 mm) pour la journée du 24 septembre.

La comparaison entre les deux cartes ainsi obtenues montre que le modèle numérique reproduit très bien l'emplacement du maximum principal des précipitations qui est localisé au Simplon. La simulation numérique fait également apparaître une zone à très fortes précipitations dans la région à l'est de Brigue, conformément aux observations. La tendance à observer une diminution des précipitations dans la partie ouest du domaine est également reproduite, avec toutefois une nette sous-estimation pour la région des Alpes bernoises (coordonnées 610 km, 160 km). Néanmoins, la correspondance entre la distribution spatiale des précipitations observées et simulées peut être qualifiée de bonne.

Comme relevé précédemment, l'intérêt de l'utilisation d'un modèle numérique pour la simulation de tels événements extrêmes réside surtout dans le fait que lorsque l'on utilise toute l'information (un point tous les cinq kilomètres) contenue dans les résultats de la modélisation, on peut déceler davantage de détails dans la distribution spatiale des précipitations apparues lors de l'événement en question. La Figure 8 qui présente les résultats de la simulation avec la résolution totale du modèle numérique, permet de noter la présence de maxima de précipitations importants dans des régions pour lesquelles aucun enregistrement pluviométrique n'était à disposition. Ainsi, on relèvera le fort maximum obtenu au sud du bassin versant de Mattmark (coordonnées 643 km, 87 km) qui présente une intensité tout aussi importante que le maximum



relevé au Simplon (coordonnées 650 km, 115 km), mais qui n'apparaît pas dans la carte des observations.

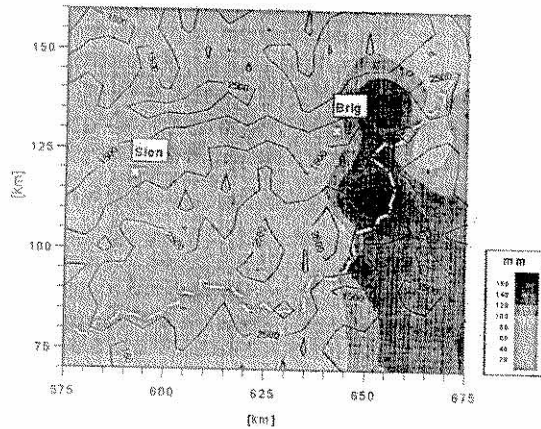


Figure 6. Distribution spatiale des précipitations journalières [mm] mesurées le 24 septembre 1993, pour la région du Valais-Nord de l'Italie. Carte interpolée à partir des valeurs des 26 stations de mesure. Les isolignes représentent l'altitude[m]. (Source : CRSFA, 1993)

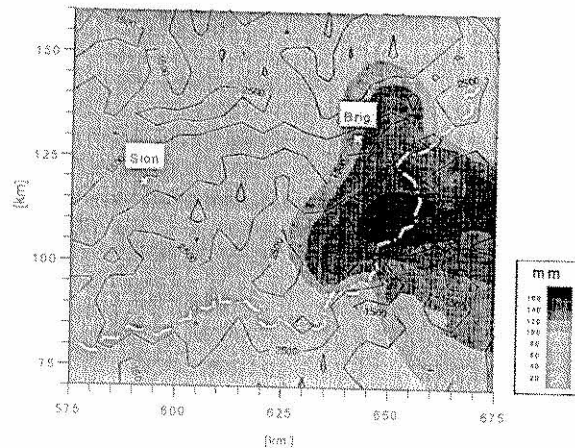


Figure 7. Distribution spatiale des précipitations obtenue par simulation numérique [mm], pour la même date et même région. Carte interpolée à partir des résultats du modèle numérique aux points les plus proches des stations de mesure. Les isolignes représentent l'altitude[m].

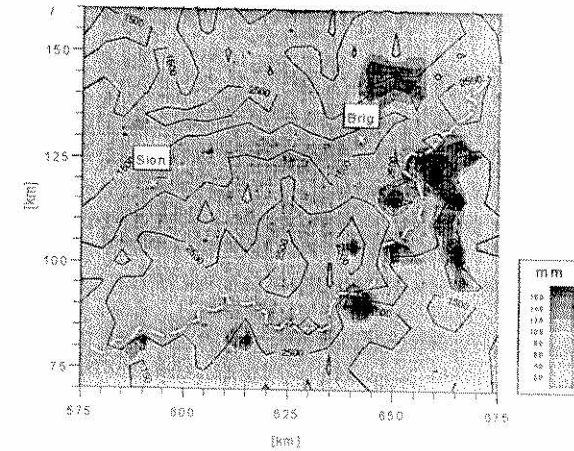


Figure 8. Distribution spatiale des précipitations obtenue par simulation numérique, pour la même date et même région que la Figure 7. Carte interpolée à partir de l'ensemble des résultats du modèle numérique.

## 5. Sensibilité- Maximisation

Dans la perspective de l'établissement d'une carte de PMP orographique stable en utilisant les résultats du modèle numérique, différentes simulations ont été effectuées afin de déterminer la sensibilité des intensités de précipitations résultantes aux variations des paramètres physiques du modèle, que sont la vitesse et direction du vent en altitude, le profil vertical de vitesse, la température au sol, le gradient vertical de température, l'humidité relative, la valeur de l'intensité de précipitation en altitude.

Ces tests de sensibilité nous ont permis d'identifier les tendances suivantes :

1. Les intensités de précipitations sur les premiers reliefs augmentent avec la vitesse en altitude.
2. Pour une même valeur de vitesse en altitude, un profil de vitesse présentant de fortes vitesses pour les bas niveaux produira davantage de précipitations qu'un profil présentant de faibles vitesses pour les bas niveaux.
3. Par la prise en compte de la température dans la fonction de génération dans l'équation de  $m$ , une augmentation de la température au sol, sans modification du gradient vertical de température, aura tendance à augmenter les précipitations résultantes.

4. La variation du gradient vertical de température réelle présente deux types d'effets. Ainsi, on observe qu'une augmentation de la stabilité atmosphérique (diminution de

$$\left| \frac{\partial T}{\partial z} \right| :$$

- influence l'efficacité de la fonction de génération de manière à produire davantage de précipitations
- influence, en combinaison avec le profil de vitesse, le régime des ondes de reliefs qui s'établissent au-dessus de la topographie et modifie de manière significative la distribution spatiale des intensités de précipitations.

S'il est difficile de dégager une règle générale quant à l'effet d'une variation de la stabilité atmosphérique, on retiendra toutefois la tendance suivante :

- une augmentation de la stabilité atmosphérique entraîne des précipitations plus importantes sur les premiers reliefs traversés par la masse d'air.
5. L'introduction d'une intensité de précipitation en altitude (pour simuler la présence de précipitation à grande échelle, indépendante de la présence de relief) a pour effet d'augmenter les intensités de précipitations au sol. L'augmentation est sensible dans les endroits où les intensités sont faibles, alors qu'elle est marginale dans les zones à fortes précipitations.
6. Pour une région particulière, les intensités de précipitation obtenues présentent une très grande sensibilité à un changement de la direction du vent. Cette sensibilité étant très fortement liée aux conditions topographiques locales, il n'est pas possible de dégager une tendance générale reliant l'intensité de précipitation à la direction générale de l'écoulement.

### 5.1 Valeurs des paramètres retenues pour la maximisation

Afin de limiter le nombre des simulations à effectuer pour l'établissement d'une carte de précipitations extrêmes associées à une durée choisie, les tendances relevées ci-dessus seront utilisées pour définir l'ensemble des simulations à partir desquelles la carte de précipitation extrême orographique stable sera établie.

En ce qui concerne le **profil vertical de vitesse**, le choix opéré pour la maximisation de la précipitation retiendra un profil logarithmique dans la basse couche se raccordant de manière continue au-dessus de la couche limite à un profil constant en altitude. La maximisation des intensités de précipitation se fait en augmentant la valeur de la vitesse en altitude. Pour limiter les **vitesse en altitude** à des valeurs plausibles, on fait intervenir la durée de la précipitation extrême recherchée. La vitesse extrême en altitude est estimée à partir d'un traitement statistique effectué sur les vitesses extrêmes enregistrées sur la durée d'intérêt (10 minutes, 1 heure,...) aux stations d'altitude de Chasseral, La Dôle et Moléson. Pour les différentes directions générales de l'écoulement, on retiendra comme valeur extrême mais néanmoins plausible, la vitesse associée à une probabilité de retour d'une fois tous les cinquante ans pour la durée considérée (WMO, 1986). En guise d'exemple, la Figure 9 présente pour la

durée d'une heure les vitesses extrêmes en altitude en fonction de la direction, obtenue à partir des vitesses cinquantenales des stations de Chasseral, La Dôle et Moléson.

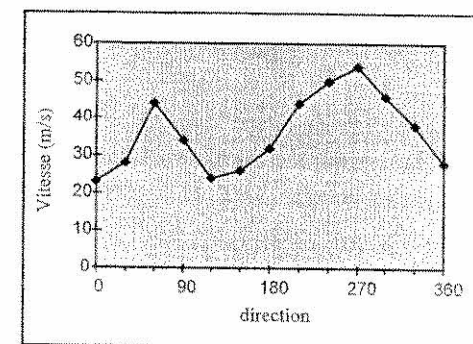


Figure 9. Vitesse extrême en altitude pour une durée d'une heure en fonction de la direction, obtenu à partir des mesures aux stations de Chasseral, La Dôle et Moléson.

Une augmentation de la **température** au sol augmente les intensités de précipitations. Pour la simulation des situations extrêmes, on a considéré une valeur de température relativement élevée de 20°C. Partant de la constatation qu'une augmentation de la stabilité atmosphérique augmente les précipitations sur les premiers reliefs, le **gradient vertical de température réelle** a été fixé à la valeur très stable de -5.5 K/km sur toute la hauteur de la troposphère. Cette valeur a été retenue en considérant les analyses faites par Courvoisier (1981) sur une série d'événements ayant entraîné des précipitations extrêmes sur la Suisse. Il ressort de son analyse qu'un tel gradient a pu être observé entre les niveaux 850 et 500 mbar des sondages de Payerne ou Milan et qu'il correspond également aux valeurs les plus stables.

Pour les simulations en vue de la maximisation des intensités de précipitation, les conditions de bord à l'entrée du modèle admettent une atmosphère saturée sur toute la hauteur de la troposphère. L'étude du profil vertical de température et température du point de rosée du sondage de Milan pour l'événement extrême du 24 septembre 1993, montre que cette hypothèse de saturation est valable pour les niveaux inférieurs à 5000m. En considérant que les niveaux plus élevés contribuent dans une moindre mesure à la formation de précipitation, l'hypothèse de la saturation totale sur toute la hauteur de la troposphère ne paraît pas exagérée dans la perspective de la maximisation.

Un autre paramètre du modèle intervenant dans la procédure de maximisation de la précipitation est l'intensité de précipitation introduite au sommet du modèle. Cette intensité de précipitation, représentant la contribution liée aux phénomènes à grande échelle (gradient horizontal de température important) qui apparaîtrait indépendamment de la présence de relief. Le travail d'analyse permettant d'établir les

valeurs extrêmes pouvant être attribuées à ce paramètre en fonction des différentes durées n'étant pas terminé, ce dernier n'a pas été introduit dans l'établissement des cartes de précipitations extrêmes présentées ci-après.

## 6. Cartes de précipitations orographiques extrêmes pour la Suisse.

Les analyses statistiques sur les différents paramètres météorologiques en fonction des différentes durées n'étant pas terminées, la méthodologie présentée n'a pas encore été appliquée intégralement.

Une carte de précipitations extrêmes orographiques stables (Figure 10) a toutefois été établie à partir des simulations effectuées pour les valeurs des paramètres physiques présentées ci-dessus. La carte des précipitations orographiques convectives pour la Suisse (Figure 11) a été obtenue en appliquant la méthodologie proposée par Haiden et al (1991). Ces deux cartes ont été étalonnées de manière à pouvoir comparer la distribution spatiale des précipitations extrêmes obtenue en les combinant avec la distribution spatiale des précipitations de durée 24 h présentant un temps de retour de 100 ans.

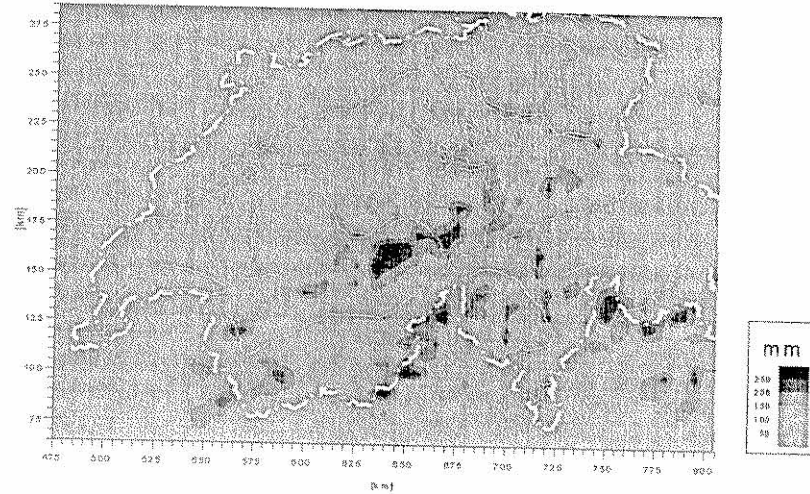


Figure 10. Distribution spatiale des précipitations orographiques stables [mm], calée pour correspondre à une durée de 24 heures et un temps de retour de 100 ans.

La Figure 12 présente la carte des précipitations orographiques extrêmes qui résulte de l'extraction en chaque point du domaine du maximum de la Figure 10 et de la Figure 11.

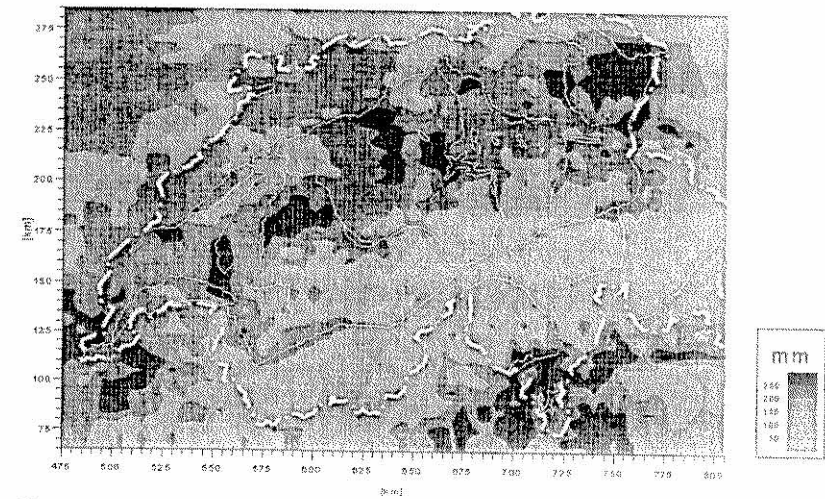


Figure 11. Distribution spatiale des précipitations orographiques convectives [mm], calée pour correspondre à une durée de 24 heures et un temps de retour de 100 ans.

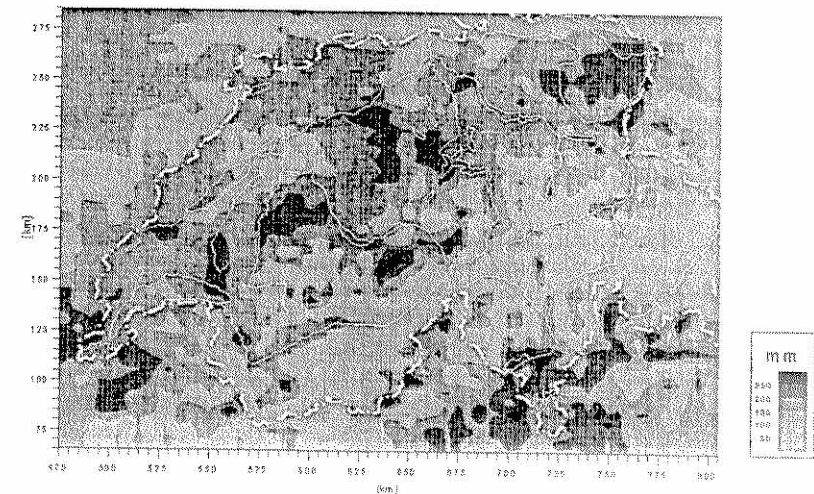


Figure 12. Distribution spatiale des précipitations orographiques extrêmes [mm] (maximum des cartes des figures 10 et 11), calée pour correspondre à une durée de 24 heures et un temps de retour de 100 ans.



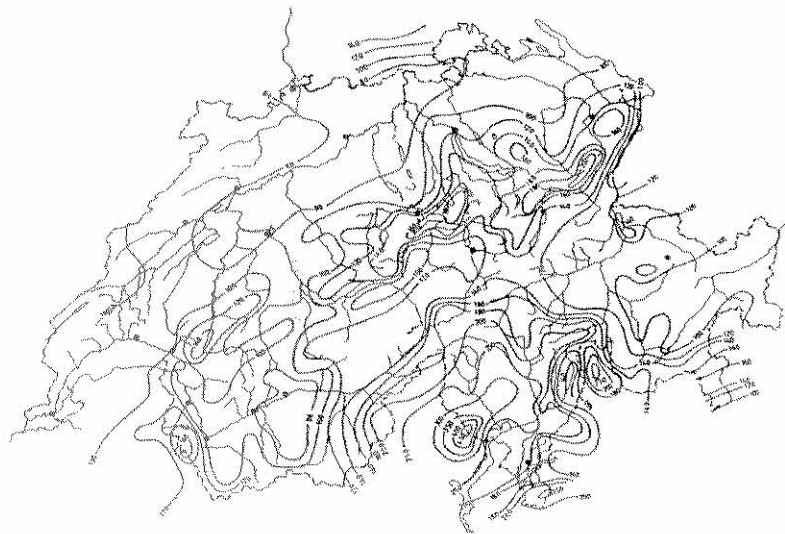


Figure 13. Distribution spatiale des précipitations extrêmes associée à une durée de 24 heures et un temps de retour de 100 ans. (Source: adaptation de la carte 2.9.2 publiée dans Zeller et al., 1980)

La comparaison des résultats obtenus avec la carte des précipitations extrêmes de durée 24 h et temps de retour 100 ans (Figure 13) est délicate pour différentes raisons. Premièrement on peut relever que les deux types de cartes n'ont pas été obtenues avec la même densité d'information (limite liée à la densité du réseau de mesure). Ensuite, les contraintes de la modélisation nous obligent à formuler des hypothèses qui constituent des approximations de la réalité physique. En effet, on notera que:

- Le modèle de précipitations convectives est très simplifié. Son utilisation ne permet pas de tenir d'une différence de température entre le nord et le sud des Alpes qui peut influencer de manière significative la quantité d'humidité à disposition pour former la précipitation. En négligeant cet aspect, la contribution convective au nord des Alpes est surestimée par rapport au sud.
- Les situations convectives qui ne sont pas associées à la présence d'un relief ne sont pas incluses dans notre modélisation.
- Le modèle de précipitation implémenté (modèle de Kessler) est un modèle simplifié des processus microphysiques qui n'inclut pas le fait que les précipitations peuvent se produire sous forme solide (neige, grésil).

De plus, on soulignera que les résultats obtenus à partir des stations de mesure de pluie présentent également une part d'incertitude, qui peut être liée, par exemple, aux erreurs de mesure ou encore au fait que le collectif de données aux différentes stations est

enregistré pour des périodes de durées très différentes (30 ans pour certaines stations, 50 ans pour d'autres, ...).

Dans la comparaison de la carte des précipitations extrêmes associées à une durée de 24 heures établie à partir des observations avec celle établie par modélisation, il est intéressant de relever les points suivants:

- Certaines régions présentent des maxima de précipitations qui sont clairement de nature convective (sud du Tessin, est du lac Léman) alors que d'autres sont dominées par l'orographique stable (Alpes valaisannes avec en particulier la région du Simplon, ou encore le nord des vallées tessinoises)
- La région du massif de la Jungfrau présente des valeurs extrêmes qui surpassent nettement les valeurs présentées dans la carte obtenue à partir des observations. Ce maximum est clairement d'origine orographique stable et se produit pour des simulations des secteurs nord-ouest à nord est. Cette surestimation est probablement liée au fait que le modèle de précipitation implémenté n'inclut pas la formation de précipitation sous forme de neige au-dessous de la limite du zéro degré.
- Les zones de précipitations minimales visibles dans la carte établie à partir des observations qui sont localisées au sud de Sierre (Val D'Anniviers) ainsi que dans l'Engadine se retrouvent également dans la carte obtenue par modélisation.
- La tendance à avoir des précipitations extrêmes plus faibles au nord qu'au sud des Alpes n'est pas bien reproduite par la méthodologie employée. Cette difficulté est probablement liée au fait que, comme mentionné précédemment, les différences de température entre le nord et le sud des Alpes, qui affectent la quantité d'humidité à disposition pour la formation de précipitation, ne sont pas prises en compte dans le modèle orographique convectif.

## 7. Conclusions

La présente contribution avait pour but de présenter les développements réalisés au LASEN dans le cadre du projet CRUEX, en ce qui concerne l'estimation des précipitations maximales probables (PMP) sur la Suisse.

La méthodologie retenue à cette fin a été présentée, ainsi que le modèle numérique utilisé pour le calcul des précipitations de type orographique stable.

Testé pour la situation météorologique de l'événement du 24 septembre 1993, le modèle numérique a fourni, en faisant l'hypothèse de stationnarité des conditions atmosphériques, une distribution spatiale des précipitations dans la région du Valais-Nord de l'Italie qui présentait un bon accord avec la distribution spatiale observée.

Finalement, une mise en œuvre partielle de la méthodologie proposée pour l'établissement d'une carte de PMP pour la Suisse a été effectuée, en utilisant les

tendances de l'analyse de sensibilité opérée à l'aide du modèle numérique ainsi que des résultats intermédiaires d'une analyse météorologique sur les paramètres physiques. Ces résultats n'étant pas définitifs, nous avons préféré, plutôt que de parler de PMP, sortir une carte de précipitations extrêmes calée sur des précipitations journalières à temps de retour de 100 ans. En plus de présenter les possibilités prometteuses de l'utilisation de tels modèles, cette étape intermédiaire nous a permis d'identifier un certain nombre de points importants qui mériteront des améliorations.

Les développements futurs du projet concerneront essentiellement les aspects suivants:

- Une carte de PMP associée à une durée de 24 heures sera établie en appliquant la méthodologie proposée, en intégrant les résultats de l'analyse météorologique en fonction de la durée pour les paramètres que sont essentiellement la vitesse et l'intensité de précipitation en altitude.
- Implémentation d'un modèle de précipitation plus complet, incluant les précipitations sous forme solide.
- Amélioration du traitement de la composante orographique convective.

## 8. Remerciements

Les travaux présentés dans cette contribution ont été réalisés dans le cadre du projet CRUEX, grâce au financement de l'Office Fédéral de l'Economie de Eaux. Nous tenons à exprimer notre reconnaissance à M. Biedermann de son soutien et de sa confiance tout au long du déroulement du projet.

Nous remercions également les collaborateurs des trois laboratoires partenaires de ce projet, pour leur participation active aux développements ainsi que pour la bonne atmosphère de travail.

Nos remerciements sont finalement adressés à R. Perez, qui a effectué les nombreuses simulations et cartes présentées dans ce travail, à C. Alexandrou pour sa précieuse collaboration lors de l'établissement de la procédure de maximisation des précipitations, au Dr J.A. Hertig et au Prof. G. Sarlos pour le suivi de projet.

## 9. Références

- [1] Courvoisier, H.W., 1981, 'Starkniederschläge in der Schweiz in Abhängigkeit vom Druck-, Temperatur- und Feuchtefeld', Publ. SMA-ISM.
- [2] CRSFA, 1993, 'Intempéries du Haut-Valais: les précipitations des 22-25 septembre 1993 sur le massif du Simplon'.
- [3] CRUEX, 1994, 'Quatrième rapport intermédiaire CRUEX. LCH, LASEN, HYDRAM'. Ecole polytechnique Fédérale de Lausanne.
- [4] Grebner, D., 1994, 'Météorologische Analyse des Unwetters von Brig und Saas Amagell vom 24. September 1993', Eau, Energie, Air, 1994, 1/2, 41-44.

- [5] Haiden, T., Kahlig, P., Kerschbaum, M., 1991, 'Forschung zu meteorologisch relevanten Parametern im Hinblick auf den vermutlich grössten Abfluss (PMF)', Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Wien.
- [6] Haiden, T., 1991, 'A deterministic approach to the estimation of orographic PMP', Institute of Meteor. And Geophys., Univ. of Vienna.
- [7] Hansen, E.M., Schreiner, L.C., Miller, J.F., 1982, 'Application of Probable Maximum Precipitation Estimates- Unites States East of the 105<sup>th</sup> Meridian'. Hydrometeorological Report No.52, National Weather Service, National Oceanic and Atmospheric Administration, US Dept of Commerce, Washington, D.C., 168 pp.
- [8] Launder, B.E., Spalding, D.B., 1972, 'Mathematical Models of Turbulence', Academic Press.
- [9] Kessler, E., 1969, 'On the precipitation distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations', Meteor. Monogr., 10 (32), Am. Meteor. Soc, 84 pp.
- [10] WMO, 1986, 'Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation', WMO- No. 332, WMO, Geneva, Switzerland
- [11] Zeller, J., Geiger, H., Roethlisberger, G., 1980. 'Starkniederschläge des schweizerischen Alpen- und Alpenrand-Gebiet', Institut Fédéral de Recherche Forestière (FNP), Birmensdorf.



**Modélisation stochastique de  
séries de précipitations.  
Application à la détermination  
des crues de  
fréquence rare**

---

**A.-C. Favre, O. Overney,**

**D. Consuegra, A. Musy**

## Modélisation stochastique de séries de précipitations. Application à la détermination des crues de fréquence rare

Anne-Catherine Favre, Olivier Overney, David Consuegra, André Musy  
Institut d'Aménagement des Terres et des Eaux  
Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne

### 1. Introduction

Le calcul de crues pour différents temps de retour s'effectue encore trop souvent sur la base de formules empiriques. Les modèles de simulation continue, capables non seulement de fournir une meilleure estimation du débit de pointe mais encore de produire des hydrogrammes complets de crue, n'ont pas encore atteint un niveau d'utilisation routinier en dehors de certaines institutions de recherche. Leur application s'est vite heurté aux problèmes de calibration des paramètres et au manque de disponibilité de séries de précipitations suffisamment longues et représentatives. Force est de constater qu'en Suisse, les séries pluviométriques à pas de temps fin (1 heure ou moins) sont relativement courtes puisque dans la plupart des cas, elles ne démarrent qu'en 1978. Ces lacunes au niveau de la longueur des chroniques pluviométriques ont toujours été utilisées pour justifier des approches trop simplistes comme les pluies de projet dans la plupart des cas standardisées, comme celles de Chicago ou du Service de Conservation des Sols (SCS) du Département Américain d'Agriculture. Aujourd'hui, ces arguments ne sont plus aussi solides car il existe des méthodes permettant de pallier au manque de données pluviométriques.

Au stade actuel de nos connaissances il n'est pas possible de proposer des méthodes «passe partout». Toutefois des alternatives prometteuses se profilent en ce qui concerne l'extension des séries de précipitations à pas de temps horaires ainsi que la prise en compte des incertitudes liées à l'estimation des paramètres des modèles hydrologiques, en général de type déterministe et conceptuel. La production de scénarios de précipitations est maintenant envisageable à l'aide de modèles stochastiques de pluie. Dans le contexte de la prédétermination des crues, la figure 1 illustre le principe d'application d'un modèle stochastique de pluie, en l'occurrence celui de Neyman-Scott à Pulsation Rectangulaire (en anglais NSRPM), qui combiné avec un modèle hydrologique calé, permet de produire des scénarios de crue. A partir des chroniques débimétriques ainsi reconstituées, il est envisageable d'extrapoler les statistiques actuelles qui dans la plupart des cas se situent dans le domaine de l'observable, et par conséquent, loin des fréquences souhaitées pour le dimensionnement.

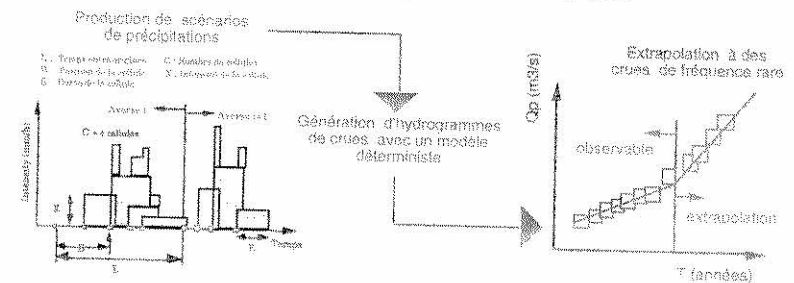


Figure 1. Application des générateurs stochastiques de pluie à l'extrapolation de crues de fréquence rare

## 2. Les modèles stochastiques de pluie

La génération de séries de précipitations s'effectue à l'aide de modèles stochastiques. On peut distinguer deux grandes familles : les modèles ARMA et les modèles CLUSTER.

Les modèles ARMA et leurs dérivés sont généralement utilisés pour la prévision de l'occurrence des pluies. Ils ne donnent en principe aucune indication sur le volume des précipitations. En général, les modèles markoviens ne peuvent être utilisés que pour des pas de temps de l'ordre du jour. Pour des pas de temps inférieurs, la mémoire du processus pluviométrique dépasse le pas de temps utilisé et ne peut donc être préservée par les chaînes markoviennes. Les extrapolations à des pas de temps supérieurs à ceux utilisés pour l'estimation des paramètres ne sont pas envisageables. En effet, les modèles markoviens ne sont pas capables de préserver certaines propriétés du processus pluviométrique à différents niveaux d'agrégation temporelle parmi lesquelles les plus contraignantes sont la probabilité d'occurrence des pluies (par exemple sur 1 heure) ainsi que les variances correspondant à différentes durées. On comprendra aisément l'importance de ces propriétés, lors du couplage avec un modèle hydrologique classique, par l'ampleur des biais susceptibles de se produire quand on ne reproduit pas correctement le nombre moyen de jour pluvieux ou la variance des intensités horaires, dans le cas d'événements de longue durée. Il est important de souligner que même si les paramètres du modèle markovien sont peu nombreux, ils sont difficiles à interpréter physiquement puisqu'il n'est pas évident de les associer à des caractéristiques mesurables des précipitations observées.

Les modèles CLUSTER en amas de cellules (en anglais : cells cluster) ont permis les développements les plus prometteurs. Ces derniers sont basés sur une représentation conceptuelle des averses. Le modèle de Neyman Scott Rectangular Pulses Model (NSRPM) a été retenu à la suite d'une analyse comparative et d'une recherche bibliographique approfondie (Overney et al., 1996). Ce sont surtout ses bonnes aptitudes à reproduire les courbes IDF observées, la signification relativement physique de ses paramètres et la possibilité de générer des pluies à différents pas de temps qui ont plaidé pour ce choix. Toutefois, un développement spécifique a été nécessaire en matière d'estimation des paramètres. En effet, les techniques proposées dans la littérature (Rodríguez-Iturbe et al., 1987) posent de sérieux problèmes à cause de la présence de minima locaux. Le paragraphe suivant présente une description de NSRPM, de la technique d'estimation des paramètres et des principaux résultats obtenus sur un bassin versant dont on s'est proposé d'extrapoler le comportement des crues à partir de celui des précipitations.

## 3. Le modèle stochastique de Neyman-Scott

Le modèle NSRPM (Neyman-Scott Rectangular Pulses Model) fait partie de ceux rattachés à la théorie des **point processes** (Cox et Isham, 1980; Kavvas et Delleur, 1981). Le modèle de Neyman-Scott s'appuie sur une représentation conceptuelle de la pluie en averses séparées par des intervalles secs. Une averse est constituée de plusieurs cellules rectangulaires définies par une origine temporelle, une durée et une intensité (Rodríguez-Iturbe et al., 1987). La figure 2 illustre ce processus. Les paramètres du modèle sont au nombre de cinq : le taux moyen d'occurrence des averses  $\lambda$ , l'intensité moyenne  $\mu_x$ , la durée moyenne  $\eta$  des cellules, la position moyenne  $\beta$  des cellules et le nombre moyen de cellules  $\mu_c$ . Il s'agit des espérances mathématiques des variables  $L$ ,  $X$ ,  $E$ ,  $B$  et  $C$  respectivement. Les quatre premières suivent des distributions exponentielles alors qu'à la cinquième on attribue une loi géométrique ou éventuellement poissonnienne. Les cinq variables ( $L$ ,  $X$ ,  $E$ ,  $B$  et  $C$ ) sont générées aléatoirement et de manière indépendante.

La procédure génère une origine d'averse exprimée sous forme d'un intervalle de temps écoulé ( $L$ ) depuis le début de la précédente pluie. A cette origine, on attribue un nombre de cellules ( $C$ ). Chacune d'entre elles est accompagnée d'une position ( $B$ ) à l'intérieur de l'averse, d'une intensité ( $X$ ) et d'une durée ( $E$ ). Le processus pluviométrique se construit ensuite par agrégation des amas de cellules et passage à pas de temps constant. Chaque variable est obtenue en générant aléatoirement un chiffre dans l'intervalle  $[0, 1]$  et en calculant la valeur correspondante en fonction de la distribution statistique qui lui est associée.

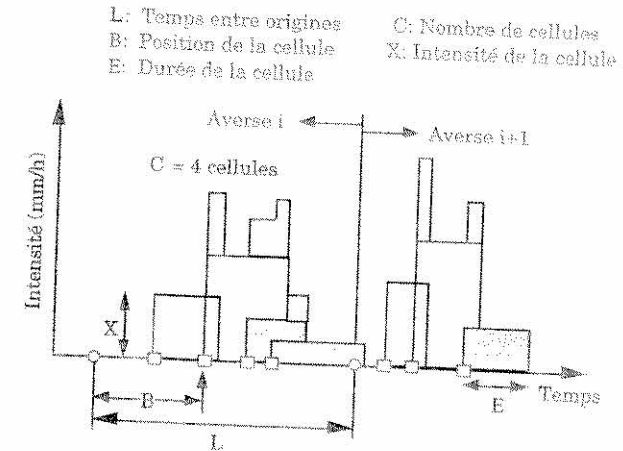


Figure 2. Représentation du processus pluviométrique par NSRPM

Dans certaines applications la durée des cellules suit une distribution gamma à deux paramètres (modified Neyman-Scott model). Des résultats satisfaisants sont obtenus avec la version originale du NSRPM en utilisant une distribution géométrique pour le nombre de cellules (Veighe et al., 1994). La procédure d'estimation des paramètres est également plus simple avec la version originale de NSRPM. Les cinq paramètres cités ci-dessus s'expriment analytiquement à partir des moments de premier et second ordre et des autocorrélations entre deux pas de temps successifs (Rodríguez-Iturbe et al., 1987). Il existe également des équations approximatives de la durée moyenne des averses ou de la probabilité d'occurrence des pluies.

L'estimation des paramètres se base sur la méthode des moments. L'expression analytique des moments du processus NSRPM présente une forte non linéarité. La variable  $Y_i[\Delta t]$  représente les valeurs de pluie [mm] agrégées sur un pas de temps  $\Delta t$ . L'espérance, la variance et l'autocovariance de pas  $k$  se formulent de la manière suivante :

$$E[Y_i(\Delta t)] = \frac{\lambda}{\eta} \mu_c \mu_x \Delta t$$

$$\text{Var}[Y_i(\Delta t)] = \left[ \lambda \eta^{-2} (\eta \Delta t + 1 + e^{-\eta \Delta t}) \left\{ 2 \mu_c E[X^2] + E[C^2 \cdot C] \mu_x^2 \left( \frac{\beta^2}{\beta^2 - \eta^2} \right) \right\} - \lambda (\beta \Delta t + 1 + e^{-\beta \Delta t}) E[C^2 \cdot C] \mu_x^2 \left( \frac{1}{\beta^2 (\beta^2 - \eta^2)} \right) \right]$$

$$\text{Cov}\{Y_i(\Delta t), Y_{i+k}(\Delta t)\} = \left[ \lambda \eta^{-3} (1 - e^{-\eta \Delta t})^2 e^{-\eta(k-1)\Delta t} \left( \mu_c E[X^2] + \frac{1}{2} E[C^2 \cdot C] \mu_\lambda^2 \left( \frac{\beta^2}{\beta^2 - \eta^2} \right) \right) \right. \\ \left. - \left[ \lambda (1 - e^{-\beta \Delta t})^2 e^{-\beta(k-1)\Delta t} \right] \left[ \frac{1}{2} E[C^2 \cdot C] \mu_\lambda^2 \left( \frac{1}{\beta^2 - \eta^2} \right) \right] \right]$$

Comme une solution directe ne peut être calculée (Entekhabi, 1989), le problème consiste à minimiser les différences entre les moments calculés et observés pour plusieurs pas de temps simultanément. En général, il suffit d'envisager des pas de temps de 1 et de 24 heures pour obtenir de bonnes reconstitutions des courbes IDF et des probabilités d'occurrence des pluies. Les algorithmes d'optimisation généralement utilisés posent des problèmes de convergence en raison de minimums locaux.

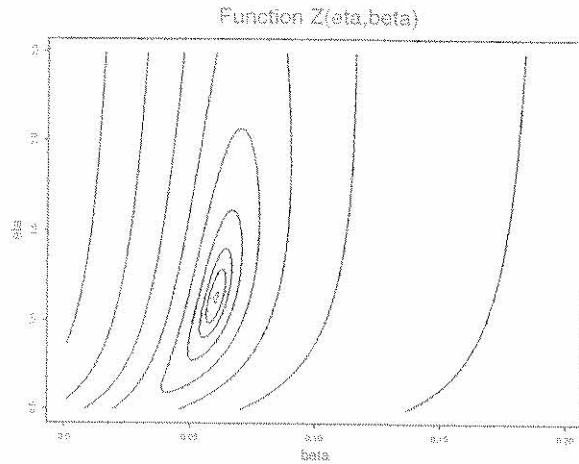


Figure 3. Surface de réponse pour les paramètres  $\eta$  et  $\beta$ .

Pour résoudre ce problème une méthode simplifiée a été proposée (Favre et al., 1995). Les équations du processus ont été reformulées en fonction de la durée et de l'origine des cellules. Pour des couples de  $\eta$  et  $\beta$  choisis à l'intérieur d'une grille régulière, on peut calculer la moyenne horaire, les variances horaires et journalières ainsi que les autocorrélations pour ces deux pas de temps. On calcule finalement une erreur par rapport aux moments et autocorrélations observés.

La combinaison optimale de  $\eta$  et  $\beta$  est celle qui minimise l'erreur. L'inspection de la surface de réponse ainsi obtenue permet de choisir le minimum global. La figure 3 présente la surface de réponse avec un minimum bien déterminé. Ces paramètres ont été estimés sur la base de 15 ans de mesures continues à pas de temps horaire (depuis 1980) à la station ANETZ de Payerne-Aérologie pour un mois donné.

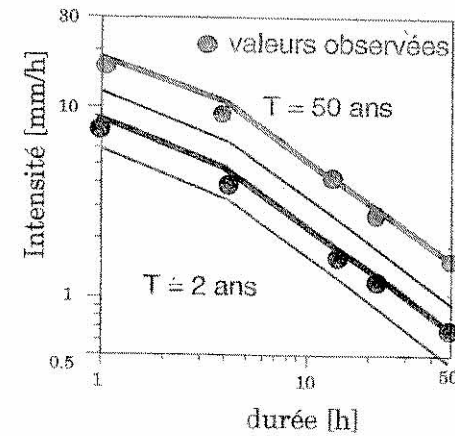


Figure 4. Reproduction des courbes IDF à la station ISM de Payerne par NSRPM.

Les trois paramètres restants sont finalement déduits à partir des moments observés et des valeurs retenues pour  $\eta$  et  $\beta$ . Pour tenir compte du caractère saisonnier des pluies, les paramètres sont estimés sur une base mensuelle. La méthode d'estimation des paramètres choisie nous contraint à disposer de séries de pluies à pas de temps fins relativement longues afin d'obtenir une bonne estimation des moments du processus pluviométrique. L'expérience montre qu'un minimum de dix (10) est nécessaire.

La validation de NSRPM s'est faite par contrôle de certaines caractéristiques des séries générées vis-à-vis de celles issues des observations. Ces dernières sont les courbes Intensité-Durée-Fréquence (IDF) et la probabilité d'occurrence des pluies sur différents intervalles de temps (fig. 4 et 5). Les résultats sont satisfaisants. Les IDF calculées sont proches de celles observées surtout pour les pas de temps élevés (à partir de 4 heures). Pour un pas de temps de 4 heures, NSRPM surestime légèrement les intensités maximales tout en restant dans l'intervalle de confiance correspondant au climat actuel.

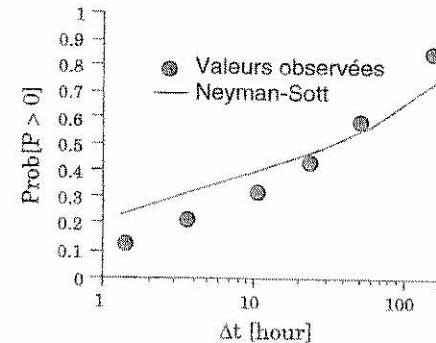


Figure 5. Reproduction des probabilités d'intervalles pluvieux durant le mois de juin à la station de Payerne Aérologie par NSRPM

Ces résultats montrent que le modèle stochastique de pluie est correctement calibré et qu'il est en mesure de reproduire les caractéristiques principales des séries pluviométriques observées à Payerne. Il peut donc être utilisé pour générer des scénarios de précipitations probables dans une région donnée, en l'occurrence la région de Payerne et dans son voisinage immédiat. Il convient également de rappeler qu'il s'agit de pluies ponctuelles et non spatiales. A partir d'une certaine taille de bassin versant, il conviendra d'envisager des formes d'abattement.

#### 4. Modélisation hydrologique

Les séries générées par le modèle stochastique de pluie sont utilisées comme variable d'entrée d'un modèle hydrologique. Le modèle retenu est un modèle déterministe conceptuel simple basé sur une représentation schématique du bilan hydrologique inspirée de celle de GR3 (Edijatno et Michel, 1989). Le nombre de paramètres est limité à 3. La figure 6 montre les composantes principales du modèle retenu. Un réservoir sol de capacité maximale (A) [1<sup>er</sup> paramètre du modèle] contrôle l'évolution temporelle des conditions antécédentes d'humidité exprimées par la variable d'état (S). La pluie infiltrée (Pinf) est calculée en fonction du taux de remplissage (S/A) et de la pluie totale (Ptot). Le réservoir sol se vidange par l'ETR (évapotranspiration réelle) également liée à l'ETP (évapotranspiration potentielle) par le taux de remplissage (S/A). Le réservoir sol se vidange également en fonction de son état de remplissage et d'une constante de récession K1 [2<sup>ème</sup> paramètre du modèle]. La pluie ruisselée est convoluée dans un réservoir linéaire de paramètre K2 [3<sup>ème</sup> paramètre du modèle]. La sortie de ce réservoir constitue l'écoulement rapide qui ajouté au débit de base du réservoir sol, donne le débit total de la rivière. Les autres relations fonctionnelles sont décrites à la figure 6. La procédure d'estimation des paramètres consiste à minimiser une erreur de type quadratique entre débits observés et simulés par exploration systématique de l'espace défini par les trois paramètres du modèle.

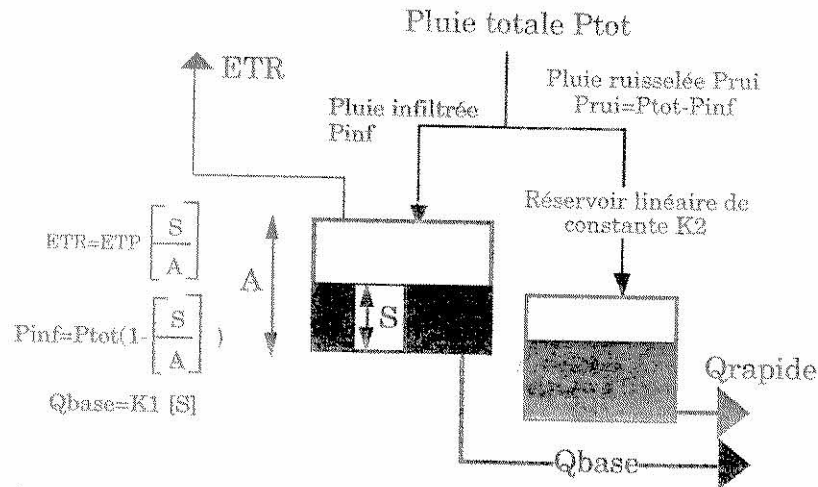


Figure 6. Schéma du modèle pluie-débit retenu. Les trois paramètres sont A, K1 et K2. Les variables d'entrée sont ETP et  $P_{tot}$ , les variables de sortie sont ETR et Q, le débit simulé.

Une application satisfaisante d'extrapolation des crues à partir des pluies générées par NSRPM a été conduite dans le cadre d'une étude sur l'influence des changements climatiques sur le régime hydrologique du bassin versant de la Broye à Payerne (Favre et al., 1996). Elle a également permis d'étudier la sensibilité des composantes du modèle de la figure 6 et d'établir des recommandations quant à la prise en compte des incertitudes liées au climat d'une part et aux paramètres du modèle hydrologique, d'autre part.

Le bassin versant de la Broye à Payerne est situé sur le plateau suisse et couvre une superficie de 400 km<sup>2</sup>. La couverture végétale se répartit entre 40% de surfaces cultivées, 30% de prairies et pâturages et 30% de forêt. La géologie est essentiellement constituée de molasses avec des poudingues et du flysch dans la partie supérieure. Les

réserves en eau souterraine sont faibles. Des étiages sévères peuvent suivre de longues périodes de crue. Le relief se compose de trois unités: une zone préalpine avec de fortes précipitations, partiellement sous forme de neige, une zone intermédiaire de modelé glaciaire présentant un réseau hydrographique dense et une plaine sujette à de fréquentes inondations. Il faut remarquer que cette configuration est très courante pour les bassins versants de piedmont du Plateau suisse. A la station de Payerne, on dispose a) de 73 ans de débits moyens journaliers [Q journaliers] mesurés en continu depuis 1920 et b) de 14 ans (depuis 1980) de débits horaires également mesurés en continu [Q horaires]. Ces derniers ont été combinés avec les précipitations horaires de la station de Payerne Aérologie, sur la base desquelles, le modèle NSRPM a été calé (cf. paragraphe 3).

Pour tenir compte des incertitudes liées à la détermination des paramètres, la calibration du modèle hydrologique a été effectuée sur la base de plusieurs sous-échantillons de la série complète de 14 ans et ceci selon le principe de la figure 7. Les crues du bassin versant se produisant en hiver, la calibration des paramètres du modèle ne prend en considération que des périodes hivernales.

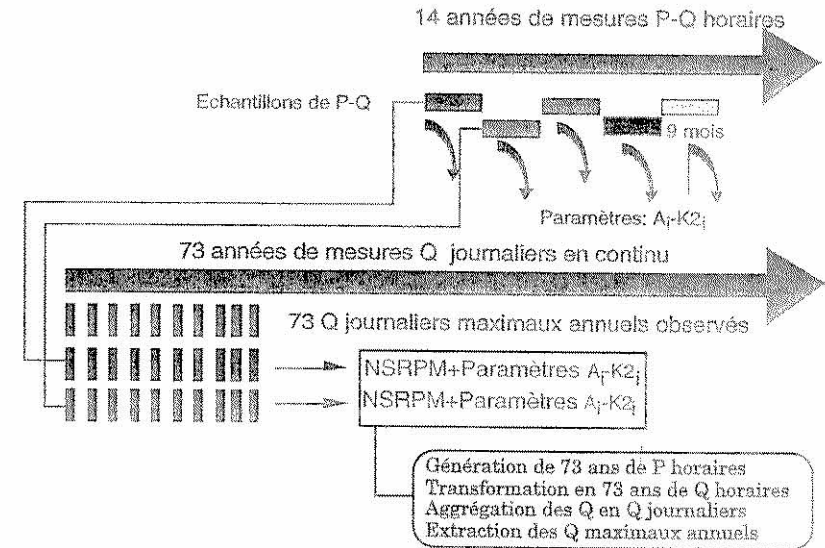


Figure 7. Principe de calibration des paramètres du modèle retenu.

Quatorze (14) périodes de 9 mois chacune [Septembre-Mai] ont été définies, le découpage s'opérant de manière chronologique. Les paramètres du modèle ont donc été déterminés pour chaque période sur la base des séries continues de P et de Q horaires correspondantes. La fonction critère, décrivant la qualité de la simulation vis-à-vis des valeurs observées, a été choisie de manière à donner plus de poids aux débits élevés. Ceci se justifie par les objectifs de la présente étude. La valeur de K1 a fait l'objet d'une estimation préliminaire et indépendante sur la base des courbes de récession observées. Une valeur de 0.0015 [1/heure] a été retenue. Pour chaque combinaison des paramètres [A<sub>i</sub> et K2<sub>i</sub>], des séries horaires de débits synthétiques (73 ans) ont été générées sur la base des pluies produites par NSRPM. Les débits journaliers maximaux annuels correspondants ont finalement été comparés aux valeurs observées. Ceci permet d'évaluer non seulement l'aptitude du modèle à reproduire les crues maximales mais également les incertitudes liées à l'estimation des paramètres du modèle hydrologique et notamment l'importance de la période utilisée pour la calibration.



Quatorze sets de paramètres représentatifs du bassin versant de la Broye ont donc été identifiés. Les valeurs de (A) et (K2) diffèrent sensiblement d'une période à l'autre. En effet, on obtient pour ces deux paramètres des intervalles de variation de [10-230 mm] et [14-30 heures] respectivement. La figure 8 illustre les variations des deux paramètres du modèle en fonction des périodes de calibration.

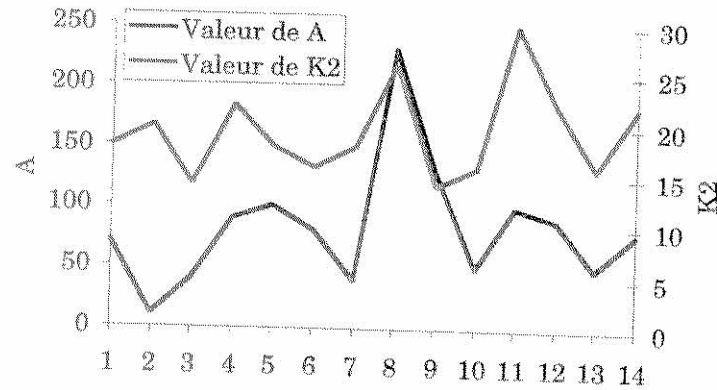


Figure 8. Variation des paramètres du modèle en fonction de la période de calibration.

On notera la forte dépendance entre les paramètres calés et la période de référence. Déjà à ce niveau, on peut mesurer l'importance des incertitudes liées à l'estimation des paramètres quand les périodes de mesures sont courtes. De manière générale, le modèle est en mesure de reproduire les hydrogrammes observés pour chacune des périodes avec les paramètres calés qui lui correspondent. Dans certains cas, les simulations se dégradent fortement si l'on utilise des paramètres obtenus pour d'autres périodes ou tout simplement des valeurs médianes.

La figure 9 illustre les résultats obtenus en comparant les débits journaliers maximaux annuels observés avec ceux obtenus avec le modèle hydrologique, les quatorze combinaisons de paramètres  $[A_i, K2_i]$ , et les pluies produites par NSRPM. Il convient de souligner que pour chaque couple de paramètres  $[A_i, K2_i]$  le même scénario de précipitations a été considéré (73 périodes de 9 mois chacune avec des pluies horaires en continu). Tout comme pour la figure 8, on notera l'importance significative des incertitudes liées à l'estimation des paramètres du modèle hydrologique puisque les maximaux journaliers simulés oscillent autour des valeurs observées dans un intervalle plus large que celui qui correspond au 90% d'une loi de Gumbel (73 ans). Dans la figure 9 ce dernier est positionné par rapport aux valeurs observées et non pas celles résultant de l'ajustement.

Certaines combinaisons des paramètres  $[A_i, K2_i]$  fournissent des résultats décevants puisqu'elles ne sont pas à même de reproduire les débits maximaux observés pendant de longues périodes.

Toutefois d'autres combinaisons des paramètres  $[A_i, K2_i]$  simulent correctement le comportement statistique des débits maximaux observés dans la gamme des fréquences observables (temps de retour de 20 ans) voire rares (de l'ordre de 100 ans). Ce résultat est fort encourageant dans la mesure où il laisse présupposer que si le modèle hydrologique présente de bonnes aptitudes à reproduire les débits maximaux de temps de retour faible (de l'ordre de 20 ans), il y a de fortes chances pour que la combinaison avec un modèle stochastique de pluie, comme celui de Neyman-Scott, constitue une alternative valable et robuste pour extrapoler le comportement des débits à des fréquences rares. Ceci est visible dans la figure 9, puisque les combinaisons  $[A_i, K2_i]$  qui reproduisent les débits de temps de retour faible fournissent des extrapolations

compatibles avec les observations; ce qui est bien l'objectif annoncé par la première figure de cette communication. Une telle approche est cependant limitée par la qualité de la calibration du modèle hydrologique et, essentiellement, par la longueur des échantillons utilisés.

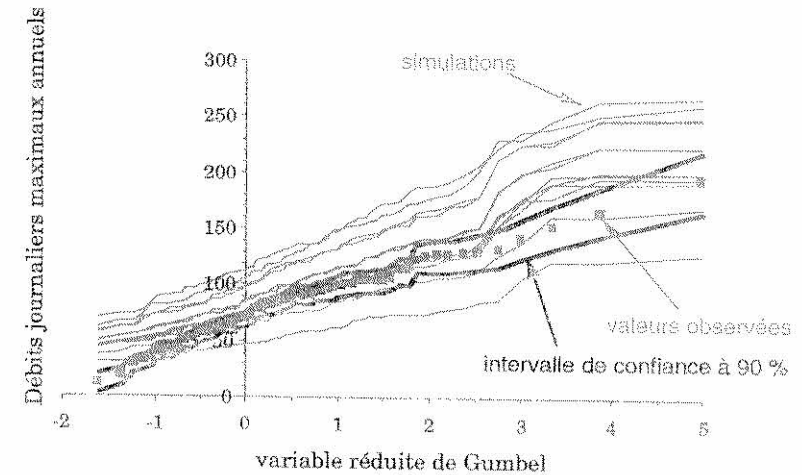


Figure 9. Débits journaliers maximaux. Comparaison avec les valeurs prédites par la combinaison de NSRPM et du modèle hydrologique avec les 14 combinaisons de paramètres

## 7. Conclusions

Cette étude a exploré les possibilités d'extrapoler le comportement des crues de fréquence rare (100 ans) à partir de séries pluviométriques et débitométriques courtes. Elle propose d'appliquer le générateur stochastique de pluie de Neyman-Scott (NSRPM) pour produire des scénarios de précipitations compatibles avec les caractéristiques de la pluviométrie actuelle. Cette étude a démontré que le modèle NSRPM était en mesure de reproduire des éléments clés du régime pluviométrique comme les courbes Intensité-Durée-Fréquence (IDF) et le taux moyen d'occurrence des périodes sèches. Un développement mathématique particulier permet d'obtenir des estimations plus robustes des paramètres tout en facilitant les procédures d'optimisation nécessaires. L'application de NSRPM à la station de Payerne -Aérologie a été tout à fait concluante. Le modèle NSRPM est donc capable de reproduire des séries de précipitations continues utilisables dans une modélisation hydrologique.

Le couplage avec un modèle hydrologique conceptuel et déterministe simple permet de reproduire correctement le comportement des débits maximaux annuels dans la gamme des fréquences observables et d'extrapoler les valeurs à des fréquences rares (de l'ordre de 100 ans). Les résultats de l'application au bassin versant de la Broye à Payerne sont concluants puisque certaines combinaisons de paramètres du modèle hydrologique retenu sont en mesure de simuler le comportement statistique complet d'un échantillon long de 73 ans. Toutefois, la méthode est fortement dépendante de la qualité de la calibration du modèle hydrologique. Cette étude a mis en évidence que des calibrations sur des périodes courtes ne conduisaient pas à des paramètres capables de préserver les propriétés statistiques des maximaux observés sur une plus longue période (73 ans). Puisque dans la plupart des cas, les séries de mesures de débits sont trop courtes, voire inexistantes, la méthode proposée dans cette communication ne pourra

prosperer que si l'on est en mesure de gérer les incertitudes liées à l'estimation des paramètres des modèles hydrologiques. En outre, il a été constaté qu'une calibration effectuée sur l'unique base d'une reproduction des hydrogrammes observés, n'était pas toujours en mesure de préserver d'autres caractéristiques importantes du régime hydrologique, en particulier le comportement des extrêmes. Là encore, des développements innovateurs sont nécessaires.

*Cette recherche a été financée par le Fonds National de la Recherche Scientifique, contrat no 4031-033199 et par l'Office Fédéral de l'Éducation et de la Science, contrat no 94.0041.*

## 8. Bibliographie

- Cox, D.R., and V. Isham, *Point Processes*, 188 pp., Chapman and Hall, London, 1980.
- Edijatno, and C. Michel, *Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres*, La Houille Blanche, 2, 113-121, 1989.
- Entekhabi, D., I. Rodriguez-Iturbe, and P.S. Eagleson, *Probabilistic representation of the temporal rainfall process by a modified Neyman-Scott rectangular pulse model: Parameter estimation and validation*, Water Resources Research, 25(2), 295-302, 1989.
- Favre, A.C. and O. Overney, *An analytical model for runoff based on a rainfall point process model*, contributed paper, 21st European Meeting of Statisticians, 1995.
- Favre, A.C., D. Consuegra and O. Overney, *Production of Precipitation Scenarios for Impact Assessment of Climate change in Europe*, à paraître, 1996.
- Kavvas, M.L., and J.W. Delleur, *A Stochastic Cluster Model of Daily Rainfall Sequences*, WRR, 17 (4), 1151-1160, 1981.
- Overney, O., D. Consuegra, A. Musy, P. Lazaro, J.L. Boillat., et R.O. Sinniger, *Influence des changements climatiques sur le régime hydrologique des bassins versants et sur le comportement hydraulique des cours d'eau: Implications sur le dimensionnement des structures hydrauliques*, vdf Verlag, à paraître, 1996.
- Rodríguez-Iturbe, I., B. Febres de Power, and J.B. Valdès, *Rectangular Pulses Point Process Models for Rainfall: Analysis of Empirical Data*, Journal of Geophysical Research, 92 (D8), 9645-9656, 1987.
- Velghe, T., P.A. Troch, F.P. de Troch, and J. Van de Velde, *Evaluation of cluster-based model rectangular pulses point process*, Water Resources Research, 30 (10), 2847-2857, 1994.

## Überprüfen und Nachrüsten von Hochwasserentlastungen

---

**R. Bischof**

## Überprüfen und Nachrüsten von Hochwasserentlastungsanlagen

R. Bischof  
IBA Ingenieurbüro für bauliche Anlagen  
Abt. der Industriellen Betriebe der Stadt Zürich

### 1. Ein paar Anmerkungen zur Sicherheitsphilosophie im allgemeinen

„Leçons tirées des accidents de barrage“ so lautet der Titel einer der bestverkauften Publikationen der internationalen Talsperrenvereinigung ICOLD [1]. Sie und andere Veröffentlichungen zu diesem Thema zeigen, dass ungefähr 1/3 aller Talsperrenkatastrophen durch Überflutung der Sperre verursacht worden sind. Eine ausreichende und betriebssichere Hochwasserentlastungsanlage ist deshalb ein Hauptelement der Talsperrensicherheit, vorallem bei Dämmen. In der Schweiz sind wir glücklicherweise bisher von Talsperrenbrüchen verschont geblieben. Es braucht aber keine Katastrophe, um Lehren ziehen zu können, denn eine der wichtigsten Regeln der Sicherheitsphilosophie sagt, dass Zwischenfälle (= Incidents) ebenso ernst genommen und ebenso untersucht werden müssen wie Unglücksfälle (= Accidents).

Wenn der viel zitierte Ziegel vom Dach fällt, so kann er jemandem auf den Kopf fallen oder auch nicht (Fig. 1). Das spielt im Prinzip keine Rolle und ändert nichts an der Ursache, welche dazu geführt hat, dass der Ziegel vom Dach gefallen ist. Aus dem scheinbar „belanglosen“ Zwischenfall müssen die gleichen Lehren gezogen werden wie aus einem Unglücksfall, nämlich durch richtige Konstruktion, periodische Kontrolle und korrekte Wartung dafür zu sorgen, dass der Ziegel nicht vom Dach fällt.

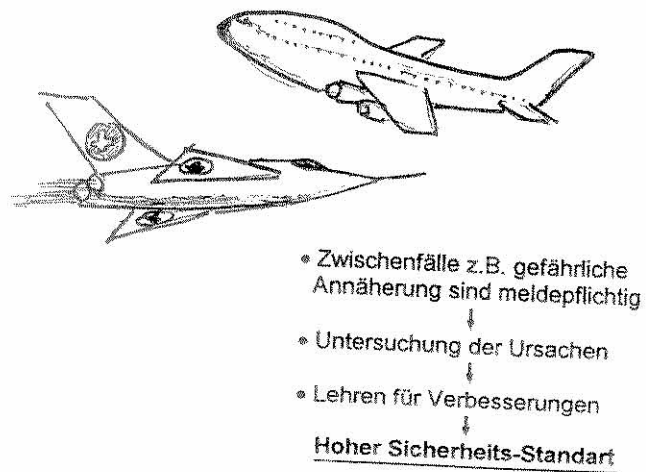
Der heutige hohe Sicherheitsstandart in der Fliegerei wurde ebenfalls auf dem Prinzip „Incident“ gleich „Accident“ aufgebaut (Fig. 2).

DU PONT, der weltweit grösste Chemiekonzern verkauft heute Sicherheitsberatung (Safety Management Services), welche ebenfalls genau auf diesem Prinzip beruht [2]. DU PONT hat vor ca. 200 Jahren als Schwarzpulverhersteller in den USA angefangen und hat dann in der Folge eines schweren Explosionsunglückes im Jahre 1818 systematisch seinen heutigen Sicherheitsstandart aufgebaut, der etwa um einen Faktor 100 besser ist, als derjenige anderer vergleichbarer Chemie-Konzerne. Sicherheit also ein „Nebenprodukt“ der Schwarzpulverherstellung. Zu den Kunden von DU PONT's Sicherheitsberatung gehören z.B. die Schweizerischen Bundesbahnen (SBB), dies nachdem sie in den letzten Jahren von einer Reihe von folgenschweren Unfällen betroffen waren.

Kehren wir zurück zu unseren Stauanlagen.



Figur 1



Figur 2

## 2. Palagnedra 1978, der schwerste Zwischenfall mit einer Hochwasserentlastung in der Schweiz

Ein Zwischenfall, der allen Talsperren-Verantwortlichen in der Schweiz tief in die Knochen fuhr, war die Beinahe-Katastrophe mit der Staumauer Palagnedra im Tessin am 8. August 1978.

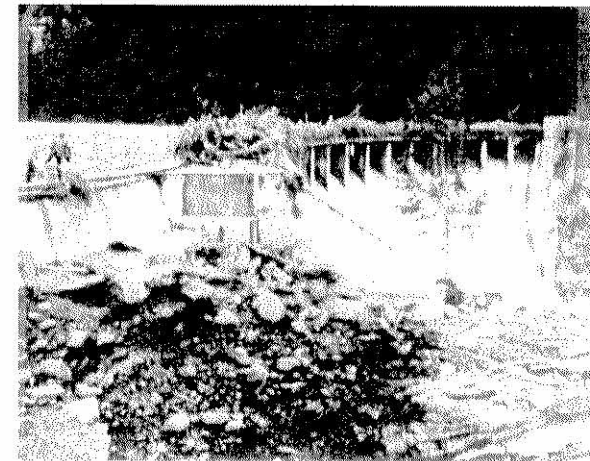
Sintflutartiger Regen ging auf der italienischen Seite des Einzugsgebietes nieder (ca. 500-jährlicher Regen).

Grosse Hangflächen wurden erodiert. Es ergossen sich nicht nur gewaltige Schlammassen, sondern auch etwa 25'000 m<sup>3</sup> Baustämme in die Schlucht der Melezza oberhalb der Stauanlage.

Das Holz verkeilte sich an etlichen Brücken und staute damit gewaltige Wassermassen auf. Unter dem Druck des aufgestauten Wassers fiel wie bei einem Dominospiel eine Brücke nach der andern.

Eine immer grösser werdende Flutwelle raste gegen Palagnedra. Schliesslich ergossen sich etwa 2000 m<sup>3</sup>/s in die Stauanlage, deren Hochwasserentlastungsanlage für ein 1000-jährliches Hochwasser von 700 m<sup>3</sup>/s ausgelegt war.

Innert Kürze wurde die Mauer überströmt, das Holz verkleuste den Mauerüberfall (Fig. 3). Auf der rechten Flanke, wo der Talabschluss durch eine Schlitzmauer ins Lockergestein hinein verlängert worden war, kam es zu bedrohlicher Erosion.



Figur 3: Palagnedra; Verklammerung der Hochwasserentlastung durch Hochwasser vom 8. August 1978

### 3. Lehren aus dem Fall Palagnedra

Die Lehren aus dieser Beinahe-Katastrophe sind gezogen worden, wobei die Talsperrenaufsichtsbehörde, entsprechend ihrer Aufgabe, kräftig mitgewirkt hat.

Der Fall Palagnedra hat gezeigt, dass:

- Die Ableitkapazität der Hochwasserentlastungsanlage periodisch überprüft und, sofern notwendig, nachgerüstet werden muss;
- Unterhalb der Waldgrenze die Verklausungsgefahr in Betracht gezogen werden muss. Verklausung kann Hochwasserspitzen erhöhen und die Ableitkapazität von Entlastungsanlagen verringern;
- Auch Betonsperren durch Überströmen gefährdet werden können (z.B. erosionsempfindliche Flankenabdichtungen);
- Der Wasseralarm neu organisiert werden musste.

### 4. Nachrüstung von Hochwasserentlastungen an EWZ- resp. EWZ-Partner-Stauanlagen nach 1978

Am Beispiel der 34 Stauanlagen, welche im Besitz des Elektrizitätswerkes der Stadt Zürich (EWZ) sind, resp. an denen das EWZ als Partner beteiligt ist, soll kurz gezeigt werden, welche Nachrüstungen zur Verbesserung der Hochwassersicherheit nach dem Palagnedra Zwischenfall gemacht wurden (Fig. 4).

Bei 8 Anlagen sind die Ableitkapazitäten vergrößert worden, meistens durch Bau einer zusätzlichen Hochwasserentlastung (Fig. 5).

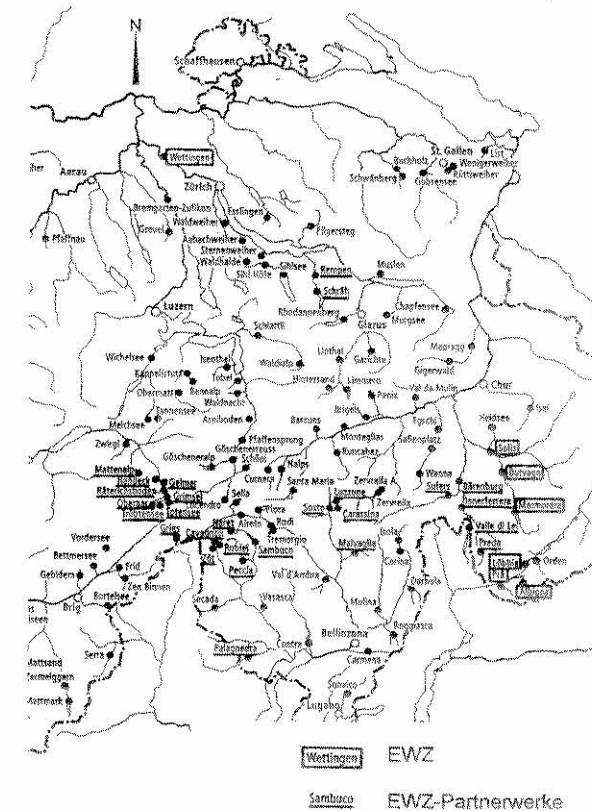
Als erstes wurde die Hochwasserentlastung der Stauanlage Palagnedra umgebaut und ihre Ableitkapazität von  $700 \text{ m}^3/\text{s}$  auf  $2200 \text{ m}^3/\text{s}$  erhöht. Durch Entfernen der Strassenbrücke von der Staumauerkrone wurde die Verklausungsgefahr bei der Hochwasserentlastungsanlage beseitigt (Fig. 6 und 7).

Ein Beispiel für den Bau von zusätzlichen Hochwasserentlastungsanlagen zeigt Fig. 8. Bei der Stauanlage Carassina (Blenio) wurde zusätzlich zur bestehenden Hochwasserentlastung mit Tulpeinlauf eine völlig unabhängige Entlastung mit Freiüberfall-Sammelrinne dazugebaut.

Bei der Stauanlage Räterichsboden (Oberhasli) sind gegenwärtig die Bauarbeiten für eine zusätzliche Hochwasserentlastung im Gange (Fig. 9). Der Ableitstollen von  $4.60 \text{ m}$  Durchmesser wurde bereits im Herbst 1996 mit Hilfe einer Tunnelfräse aufgeföhren. Dank der sehr guten Qualität des Gesteines (Kristallin des Aaremassivs) kann trotz der beträchtlichen Wassergeschwindigkeit auf eine Auskleidung verzichtet werden. Das Einlaufbauwerk in Form einer Halbtulpe unmittelbar wasserseits der bestehenden Staumauer wird im Frühsommer 1997 gebaut werden. Fig. 10 zeigt das an der ETH gebaute hydraulische Modell dieses Einlaufbauwerkes.

Eine interessante Lösung wurde beim Ausgleichsbecken Rempen des Kraftwerkes Wägital realisiert (Fig. 11). Hier kann durch den erstellten Geschiebeumleitstollen feststoffbeladenes Hochwasser am Becken vorbei ins Unterwasser geleitet und damit die Feststoffablagerungen im Ausgleichsbecken wesentlich reduziert werden. Durch den Geschiebeumleitstollen mit einer Ableitkapazität von  $100 \text{ m}^3/\text{s}$  wurde aber gleichzeitig auch das Problem der nicht ausreichenden Hochwasserableitkapazität behoben.

### Stauanlagen des EWZ resp. von EWZ-Partnerwerken



Figur 4

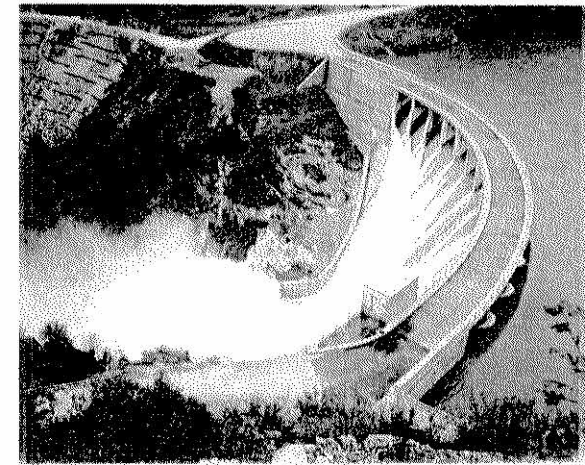


Bei dem 1906-09 gebauten Wehr Nisellas des EWZ war nicht nur die Hochwasser-Ableitkapazität ungenügend, auch der Gesamtzustand des Wehres hätte eine umfassende Sanierung verlangt. Statt dessen wurde das Wehr abgebrochen (Fig. 12) und durch die Bogenstaumauer Solis ersetzt (Fig. 13). Bei der Anordnung der Nebenanlagen (Hochwasserentlastung und Triebwasserfassung) der neuen Staumauer Solis wurde auf Grund der Erfahrungen von Palagnedra auf eine Brücke über die Mauerkrone verzichtet, was eine eher etwas ungewöhnliche Lösung für den Triebwassereinlauf erforderlich machte. Zusätzlich zu der auf ein 1000-jährliches Hochwasser ausgelegten Hochwasserentlastung auf der rechten Talflanke wurde die ganze Mauerkrone übertrömbbar ausgebildet.

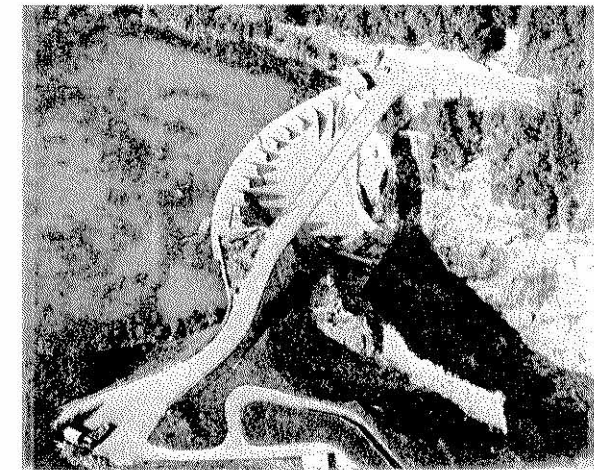
### Nachrüstung von Hochwasserentlastungen an EWZ- resp. EWZ-Partner-Stauanlagen nach 1978

Stauanlage	Ableitkapazität vorher [m <sup>3</sup> /s]	Ableitkapazität nachher [m <sup>3</sup> /s]	Bemerkung
Palagnedra (Maggia)	700	2200	+ Massnahmen gegen Verkläusung, Entfernung der Brücke von der Mauerkrone
Zöt (Maggia)	60	160	Zusätzliche Hochwasserentlastung
Carassina (Blenio)	75	175	Zusätzliche Hochwasserentlastung
Schräh (Wägital)	HWE : 85 Grundabl.: 18	105 74	Neue Abschlussorgane Neuer Grundablass
Rempen (Wägital)	260	391	+ 100 m <sup>3</sup> /s durch Geschiebeumleit- stellen
Mattensp (Oberhasli)	75	195	Zusätzliche Hochwasserentlastung + Erhöhung durch Brüstungsmauer
Gelmer (Oberhasli)	31	87	Absenkung Stauziel durch Entfernen von Dammbalken-Element
Räterichsboden (Oberhasli)	90	200	Zusätzliche Hochwasserentlastung (im Bau)
Solis (EWZ)	350	750	Ersatz Wehr Nisellas durch Bogen- mauer, Konsequente Massnahme gegen Verkläusung

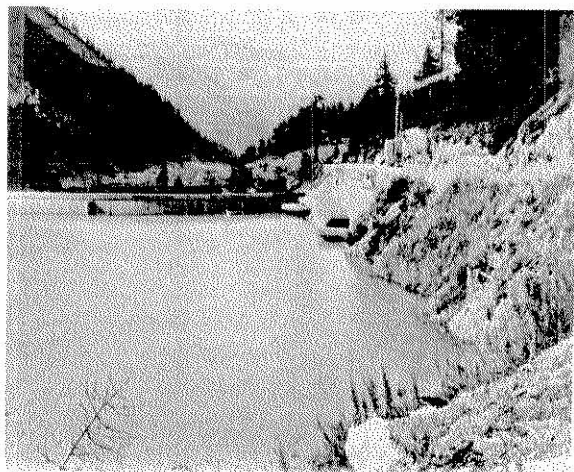
Figur 5



Figur 6: Palagnedra vor dem Umbau; Brücke führt über die Hochwasserentlastung

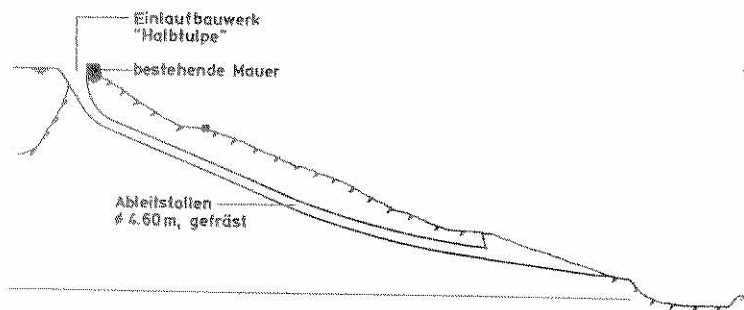


Figur 7: Palagnedra nach dem Umbau; Brücke getrennt von der Hochwasserentlastung angeordnet

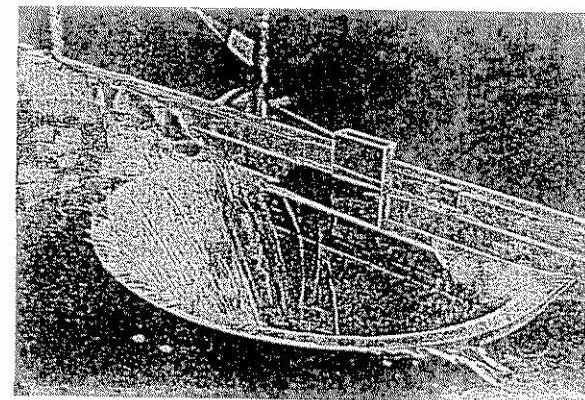


Figur 8: Carassina; Bau einer Zusatzhochwasserentlastung mit Sammelrinneneinlauf

**Kraftwerke Oberhasli; Stausee Räterichsboden  
Zusätzliche Hochwasserentlastung (im Bau)**



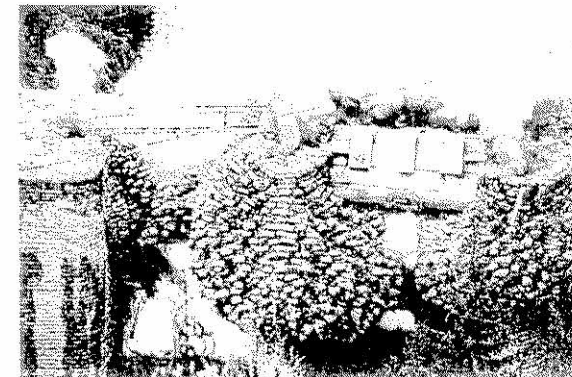
Figur 9



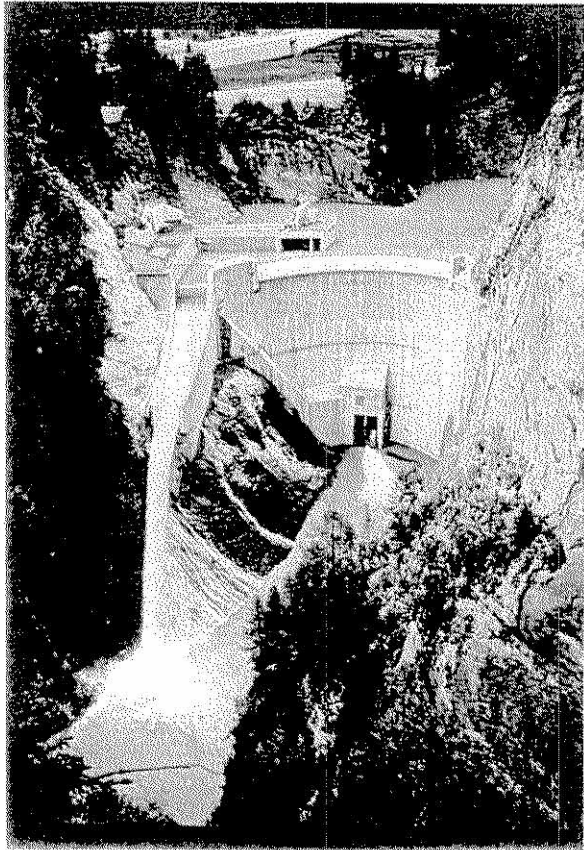
Figur 10: Räterichsboden; Modellfoto des Einlauftrichters



Figur 11: Kraftwerk Wägital; Ausgleichsbecken Rempen



Figur 12: Wehr Nisellas im Moment der Sprengung



Figur 13: Staumauer Solis

#### 5. Zusammenfassung

Die Lehren aus dem Palagnedra-Zwischenfall sind eindeutig gezogen worden.

Bei festgestellten Sicherheitsmankos wurden und werden auch heute noch Nachrüstungen in Millionen-Beträgen ausgeführt.

#### Literatur

- [1] „Leçons tirées des accidents de barrage“ / „Lessons from Dam Incidents“  
ICOLD Paris 1974
- [2] Neue Zürcher Zeitung, 12. Oktober 1994

## Modélisation hydrologique à base quasi-physique de la crue extrême sur des petits bassins alpins

---

**D. Bérod**

## MODELISATION HYDROLOGIQUE A BASE QUASI-PHYSIQUE DE LA CRUE EXTREME SUR DES PETITS BASSINS ALPINS

DOMINIQUE D. BEROD

IATE-HYDRAM, EPFL

### Introduction

Le dimensionnement des évacuateurs de crue est un élément clé des mesures de protection des barrages. Les méthodes hydrologiques qui permettent l'estimation de la crue de projet sont d'ordre soit empirique (plus grande crue observée, débit en fonction de la surface, ...), soit statistique (estimation de la crue millénaire, décennaire, gradex), soit déterministe (méthodes PMP/PMF). Les avantages des méthodes déterministes ont déjà été mis en avant lors de précédentes recherches (par exemple *Bérod et al. 1992*). De telles méthodes reposent sur deux étapes centrales: le calcul d'une précipitation maximale probable et sa transformation en crue maximale probable. Une troisième partie permet le calcul hydraulique du passage de la crue dans l'ouvrage. Si la recherche s'est longuement penchée sur le calcul de la précipitation et sur les aspects hydrauliques, l'aspect crue extrême a été pratiquement négligé, des méthodes simplifiées aux hypothèses douteuses ayant été jugées suffisantes. En fait, l'influence du choix du modèle hydrologique est grande et il s'agit de retenir un outil hydrologique adapté aux conditions d'étude. L'amélioration de la partie hydrologique du dimensionnement permet en outre une remise à niveau par rapport aux parties météorologiques et hydrauliques et tend à positionner les erreurs d'estimation dans le même ordre de grandeur. En conséquence, il est nécessaire de développer la recherche dans le domaine des crues extrêmes. Ce papier présente plusieurs aspects de cette recherche menée à l'EPFL.

### La modélisation des crues extrêmes

Le caractère alpin de la plupart des bassins fermés par des barrages en Suisse incite à adopter une modélisation des processus hydrologiques non-linéaire afin de simuler de manière réaliste les crues majeures pouvant mettre en danger un ouvrage. De plus, la modélisation à retenir doit avoir des équations dont les paramètres peuvent être rattachés à une réalité physique du bassin versant, pour permettre à la fois de prendre en compte l'ensemble des processus liés aux crues et de déterminer ces paramètres sur la base de mesures de terrain.

Si les équations générales du mouvement de l'eau sont connues, elles sont pratiquement inapplicables en raison de la complexité des relations entre les différents phénomènes en jeu et le nombre de paramètres.

La description du bassin versant doit donc être un compromis entre la volonté d'utiliser un maximum d'informations géographiques et la nécessité de simplifier la réalité pour la rendre accessible aux calculs. La gamme de représentations est bornée par le haut par un système de maillage irrégulier qui épouse au plus près le terrain, et par le bas par un système boîte noire, dans lequel le bassin se réduit en une entité simple qui n'informe que la surface totale et le coefficient de ruissellement. Des maillages irréguliers sont utilisés par exemple pour la résolution des équations de mouvement en

éléments finis. Une telle description peut s'avérer lourde, et les questions de convergence et de stabilité numérique prennent un poids considérable (Perrochet et Béroù, 1993).

Trois modèles proches ont été conçus et testés pour répondre aux objectifs proposés. Le premier est le modèle ORAGE, reposant sur une description géomorphologique du bassin versant et simulant le mouvement de l'eau par le système des ondes cinématiques (Béroù, 1994). Le deuxième modèle utilise la même description mais en appliquant un système de réservoirs à vidange non-linéaire (Béroù et al., 1993). Enfin, un troisième modèle multi-fonctionnel contient ces deux fonctions de transfert mais sans la description géomorphologique: le modèle SOCONT. Les modèles ORAGE et SOCONT sont présentés ci-après.

**Le modèle ORAGE**

Le modèle ORAGE, pour Onde cinématique pour la simulation du Ruissellement avec Application de la Géomorphologie pour la description du bassin versant en Eléments utilise les équations des ondes cinématiques résolues sur des cascades de plans et de canaux. Ces éléments sont déterminés par la description géomorphologique du bassin versant (Béroù, 1994), ce qui permet une importante simplification des calculs sans perte conséquente de la précision. La figure 1 illustre le fonctionnement du modèle ORAGE.

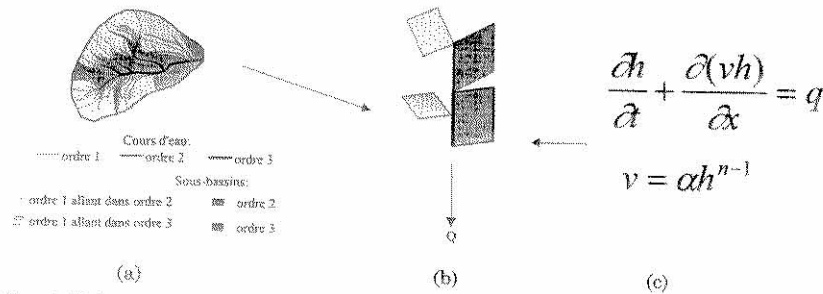


Figure 1: Schématisation du bassin versant pour le modèle ORAGE: (a) description géomorphologique, (b) combinaison de plans et canaux, (c) système des ondes cinématiques avec h la hauteur d'eau, v la vitesse, q le terme source (apports latéraux), n un exposant (n=1/2 pour la loi de Chézy et n=2/3 pour Manning-Strickler), x la coordonnée spatiale, t le temps et  $\alpha = k\sqrt{s}$  avec k un coefficient de rugosité et s la pente.

La description géomorphologique des chemins de ruissellement repose sur la schématisation du réseau hydrographique selon les ordres de Horton-Strahler. Selon cette schématisation, les cours d'eau sans affluent reçoivent l'ordre 1; le confluent de deux cours d'eau d'ordre i prend l'ordre i+1, alors que le confluent de deux cours d'ordres différents conserve l'ordre le plus élevé des deux cours. L'ordre d'un cours d'eau est attribué à sa surface drainante, et l'ordre du bassin, Ω, est assimilé au plus grand ordre des cours d'eau (figure 1 (a)). Trois règles régissent la définition des chemins géomorphologiques:

1. La pluie nette tombée sur une surface d'ordre i est drainée dans un cours d'eau d'ordre i.
2. La seule transition possible d'un ordre i est un ordre j,  $i < j \leq \Omega + 1$ .
3. Toutes les gouttes de pluie nette transitent par l'exutoire du bassin versant.

Chaque chemin défini se compose d'au moins deux éléments: le premier représente une surface d'écoulement, et les suivants sont des cours d'eau (figure 1(b)). Les caractéristiques d'un élément de chemin sont des moyennes (pondérées par les aires) des caractéristiques des sous-bassins et cours

d'eau qui suivent le chemin donné. Dans la figure 1(b), l'aire de la surface  $R_{1,1}$  par exemple est une moyenne des surfaces des 11 sous-bassins d'ordre 1 qui appartiennent au chemin 1 (ordre 1 → ordre 2 → ordre 3). Comme autre exemple, la longueur du cours d'eau  $C_{1,2}$  est la moyenne (pondérée par les aires) des longueurs des 4 cours d'eau d'ordre 1 qui suivent le chemin 2 (ordre 1 → ordre 3).

Un chemin géomorphologique contient ainsi des informations sur la géométrie réelle du bassin versant, mais de manière condensée. Le nombre d'éléments hydrologiques à simuler est donc considérablement réduit par rapport à une modélisation distribuée classique, ce qui est appréciable au niveau du temps de calcul.

Les chemins géomorphologiques servent de base au modèle ORAGE. Les éléments de surface sont schématisés par des plans rectangulaires de pente constante, et les cours d'eau par des biefs rectangulaires à pente et section constantes. Les chemins sont assemblés de manière à obtenir un système d'écoulement réaliste, sur lequel les équations des ondes cinématiques (figure 1(c)) sont résolues numériquement. Les schémas numériques sont Lax-Wendroff pour les plans et les cours d'eau d'ordre 1 et PPM (Piecewise Parabolic Method) pour les cours d'eau d'ordre supérieur (Béroù, 1994).

**Exemples d'application d'ORAGE**

La modélisation ORAGE permet de simuler l'effet sur les crues de modifications dans le temps et l'espace de variables hydrométéorologiques, comme la précipitation et sa variation spatio-temporelle, l'infiltration, et le coefficient de rugosité. Le principe de l'analyse de variation de paramètres repose sur des simulations de Monte Carlo. A titre d'exemple, l'effet de la structure temporelle des précipitations et l'effet de la variation spatiale de la rugosité sont présentés ci-après. La génération de structures de précipitations est présentée dans Béroù et al. (1992). Cent structures ont été générées et introduites dans le modèle après que l'infiltration en ait été déduite par l'équation de Philip. Les deux structures qui ont provoqué les débits extrêmes sont représentées dans la figure 2. Le débit minimum est dû à une intensité maximale isolée en début d'averse, alors qu'une structure qui concentre son volume en fin d'averse crée un volume de ruissellement important, et donc un débit de pointe plus important.

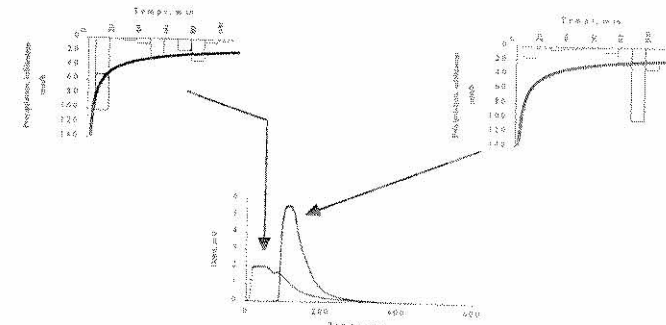


Figure 2: Structures réarrangées de l'averse du 7 juillet 1987 qui ont donné les débits minimum et maximum. La courbe est la fonction d'infiltration; la partie grisée représente la pluie nette, dont le volume ruisselle.

Comme autre exemple, la variation de la rugosité plan par plan sur un bassin versant d'ordre 3 montre que les plans 1 et 2 (ordres 1 mais de chemins différents), provoquent les variations de débit de pointe les plus conséquentes. La figure 3 montre les courbes enveloppes des 100 hydrogrammes, c'est-à-dire



les valeurs minimale et maximale pour chaque pas de temps, auxquelles se superposent les valeurs de débit de pointe.

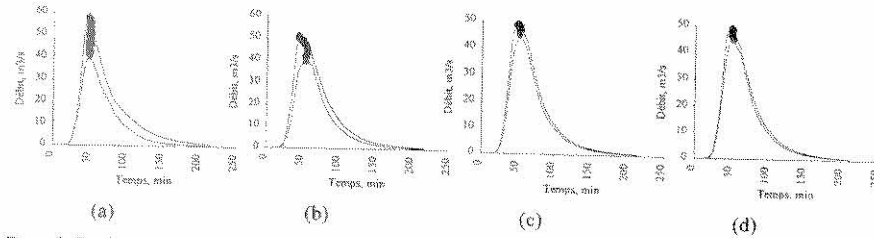


Figure 3: Courbes enveloppes d'hydrogrammes simulés à partir d'échantillons de 100 valeurs de rugosité. (a) variation de la rugosité sur le plan 1, (b) sur le plan 2, (c) sur le plan 3 et (d) sur le plan 4. Les losanges noirs représentent les 100 débits de pointe.

Une conclusion possible de cette constatation serait qu'une modification des régions supérieures du bassin versant (déforestation, par exemple) provoque des variations plus importantes du débit qu'une modification des parties de plaine (urbanisation, par exemple).

**Le modèle SOCONT**

Contrairement à ORAGE, le modèle hydrologique SOCONT peut fonctionner en continu grâce à un calcul de bilan hydrologique simplifié qui permet de simuler l'évolution de l'humidité du sol et qui génère un débit de base. Le modèle SOCONT calcule l'écoulement sur un bassin versant représenté par une suite de réservoirs interconnectés. La loi de vidange des réservoirs est soit de type ondes cinématiques (même résolution qu'ORAGE), soit de type non-linéaire globale, à l'aide des équations suivantes:

$$\frac{dV}{dt} = AP_{nette} - Q \tag{1}$$

$$Q = B \frac{\sqrt{i}}{n} h^{\frac{5}{3}} \tag{2}$$

(1) est une équation de continuité globale et (2) une équation de rugosité.  $V$  représente le volume stocké à l'instant  $t$ ,  $Q$  le débit de sortie (inconnu),  $A$  l'aire du bassin versant,  $B$  la largeur de l'élément considéré,  $i$  la pente et  $h$  la hauteur d'eau (inconnue), et  $n$  est la rugosité de Manning-Strickler.

Sous cette version, un calcul des pertes analogue au modèle français GR3 est proposé. Ainsi, un réservoir sol détermine la proportion de précipitation infiltrée en calculant la pluie nette par une fonction où intervient le taux de remplissage du réservoir:  $P_{nette} = P_{tot} \left[ \frac{s}{A} \right]^2$ . L'évaporation se calcule

par  $ETR = ETP \sqrt{\frac{s}{A}}$  et le débit de base est:  $Q_{base} = Ks$ . Dans ces équations,  $s$  est le remplissage du réservoir sol en un instant donné,  $ETP$  est l'évapotranspiration potentielle,  $ETR$  l'évapotranspiration réelle.  $A$  et  $K$  sont inconnus. En résumé, les paramètres sont :

1. Pour le transfert : soit  $n$  (Manning), soit  $\beta = \frac{B}{n}$ .
2. Pour les pertes :  $A$ , la capacité maximale du réservoir sol en mm et  $k$  la constante de récession en  $h^{-1}$ .

En plus des équations hydrologiques, une estimation de la précipitation neigeuse et de la fonte de neige est possible par la méthode de l'indice de température, ce qui rajoute deux paramètres. Notons que tous les paramètres de SOCONT sont variables spatialement. Les équations ci-dessus conduisent au calcul de l'écoulement à la sortie d'un sous-bassin versant. Des opérations complémentaires permettent de tenir compte de la complexité du bassin versant. Les opérations possibles sont:

- Addition de  $n$  réservoirs.
- Laminage en cours d'eau par le modèle de Muskingum.
- Optimisation à partir d'un fichier de débits observés pour différentes fonctions critères.
- Utilisation d'une Storage Indication Curve pour le laminage dans un barrage.
- Dérivation d'un débit avec une valeur maximale, et acheminement par Muskingum pour addition à un autre réservoir (typiquement pour des barrages).
- Adduction de débits simulés ou observés.
- Impression des résultats.

L'ensemble de ces opérations permet d'utiliser le modèle SOCONT dans des bassins versants complexes à forte anthropisation.

**Exemples d'application de SOCONT**

Ce modèle a été principalement utilisé dans le canton du Valais, où il permet de simuler des crues tant sur des petits bassins versants (aire inférieure à 40 km<sup>2</sup>) que sur des grands (le Rhône à Branson, 3728 km<sup>2</sup>) en une seule opération. En effet, le paramètre de transfert  $\beta$  est relié à la surface du bassin versant, ce qui permet de caler le modèle une fois pour toutes pour l'ensemble d'une région. à différentes échelles. SOCONT est utilisé dans cette étude pour générer de longues séries de débits (plusieurs centaines d'années) à partir de précipitations générées stochastiquement et réparties spatialement selon une structure type. Comme exemple de résultat préliminaire, la figure 4 présente un calage du modèle sur le Rhône à Reckingen.

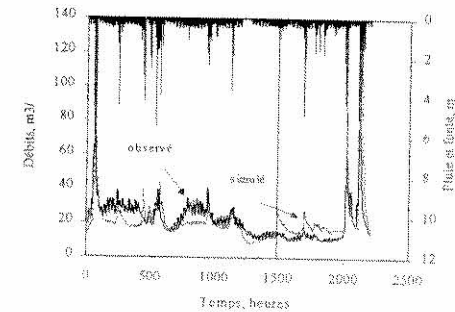


Figure 4: Exemple de calage de SOCONT sur le Rhône à Reckingen, période estivale de 1981

Malgré son apparente facilité de mise en œuvre, le fonctionnement du modèle SOCONT est compliqué par la détermination des entrées. En particulier, un temps important doit être consacré à l'élaboration des précipitations et du calcul de la neige, qui peuvent être déterminants pour la qualité du modèle.

### Conclusions

Une estimation fiable des crues rares et extrêmes doit reposer sur une modélisation adéquate et adaptée à la problématique traitée. Si de tels modèles ont été peu utilisés par le passé en raison des lourdeurs informatiques, il existe à l'heure actuelle peu de raisons pour ne pas les mettre en œuvre, quelles que soient les difficultés présentes.

La principale difficulté d'application de tous les modèles hydrologiques réside dans l'estimation des paramètres inconnus. Maintenant que des modèles performants ont pu être développés, la recherche met l'accent sur des méthodes de détermination de paramètres qui utilisent des mesures de terrain. La recherche en cours à l'HYDRAM applique le principe d'une génération artificielle du ruissellement de surface, soit avec un simulateur de pluies soit avec un ruisselleur. Le but de cette nouvelle recherche est de proposer des relations entre les caractéristiques hydrométéorologiques des bassins versants et les paramètres d'un modèle.

La sécurité d'ouvrages implantés dans un milieu naturel nécessite l'emploi d'outils qui tiennent compte au mieux de ce milieu naturel, et la recherche effectuée et en cours est une étape dans ce sens.

### Références

- Bérod, D.D., ; Devred, D.; Laglaine, V.; Chaix, O.; Altinakar, M.; Delley, P., 1992. Calcul des crues extrêmes par des méthodes déterministes du type pluie maximale probable (PMP)/cruve maximale probable (PMF). *Rapport LATE - HYDRAM*, 271 pp.
- Bérod, D.D., 1994. Contribution à l'estimation des crues rares à l'aide de méthodes déterministes - apport de la description géomorphologique pour la simulation des processus d'écoulement. *Rapport de thèse, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Suisse*, 194 pp.
- Bérod, D.D., Singh, V.P., Devred, D., Musy, A., 1995. A geomorphological nonlinear cascade (GNC) model for estimation of floods from small alpine watersheds. *Journal of Hydrology*, 166, 147-170.
- Perrochet, P. et Bérod, D.D., 1993 Stability of the standard Crank-Nicolson-Galerkin scheme applied to the diffusion-convection equation. Some new insights. *Water Resources Research*, 29, 9, 3291-3297.

## La rugosité hydraulique de bassins versants et son influence sur la formation des crues

---

J. Dubois

## La rugosité hydraulique des bassins versants et son influence sur la formation des crues.

Jérôme Dubois  
LCH - DGC - EPFL

### Introduction

La formation d'une crue sur un bassin versant et sa transformation au passage d'une retenue peuvent être simulées par modélisation des différentes fonctions de production, de transfert, de routage et de rétention. Une des principales difficultés de cette approche réside dans la détermination des conditions initiales à considérer. Pour une situation de crue extrême, l'approche théorique se simplifie par l'émission d'hypothèses sur les degrés de saturation du sol et de remplissage de la retenue. Dans ce cas, il est communément admis de considérer un bassin versant entièrement saturé sur lequel l'ensemble de la pluie ruisselle, de même qu'une retenue pleine au début de la crue. La modélisation peut dès lors se décomposer en trois étapes successives concernant le ruissellement sur plans, l'écoulement dans les cours d'eau et l'effet de rétention dans la retenue.

Les deux dernières étapes de modélisation ne posent généralement pas de problème majeur. L'écoulement dans une rivière se calcule à l'aide des formules classiques de perte de charge dont la plus couramment utilisée est celle de Manning-Strickler. Le seul paramètre à évaluer est ici le coefficient de frottement, admis constant sur toute la gamme des débits. Une étude de sensibilité effectuée pour des coefficients de Strickler caractéristiques de torrents de montagne montre que l'imprécision qui en découle n'est pas déterminante.

Le calcul de rétention est surtout tributaire de la loi de sortie des organes d'évacuation du barrage dont l'établissement repose essentiellement sur des données géométriques et des consignes d'exploitation. Les sources d'erreur sont ici extrêmement limitées.

La modélisation du ruissellement, qui intervient en tête du processus, est par contre beaucoup plus délicate. Dans le projet CRUEX, cette modélisation repose sur le même type de formulation que celui utilisé pour les cours d'eau. Le calage du ruissellement sur une crue observée conduit ainsi à des coefficients de Strickler compris entre 0.1 et  $1 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ , valeurs qui sortent du domaine dans lequel la formule a été développée.

La modélisation en chaîne de l'ensemble de ce processus est effectuée par le logiciel "Routing System". Cet outil, développé au Laboratoire de Constructions Hydrauliques de l'EPFL, permet de modéliser des cas concrets et de définir la sensibilité des différents paramètres décrits ci-dessus, en regard de la sécurité des ouvrages.

Dans ce contexte, la rugosité des plans de ruissellement apparaît comme l'élément le plus sensible, raison pour laquelle une étude théorique et expérimentale est engagée pour améliorer la description de ce type d'écoulement. Les premiers résultats de cette approche sont présentés.

### Modélisation d'un bassin versant

L'ensemble du comportement d'un bassin versant aménagé peut être décrit comme une interaction entre 4 phénomènes : la pluie, le ruissellement de surface, le routage dans les cours d'eau et le passage dans les ouvrages hydrauliques. Dans cet article, le terme pluie désigne la pluie nette qui participe au ruissellement de surface, c'est-à-dire la fonction de production. Pour le cas des crues extrêmes, la pluie nette peut s'estimer en ne prenant qu'une part de la pluie totale à l'aide d'un coefficient de ruissellement,  $C_r$ .

$$i_{max} = C_r i_{tot} \tag{1}$$

Dans les modèles hydrologiques déterministes, le ruissellement de surface est décrit à l'aide des équations de l'hydraulique, en particulier l'équation de l'onde cinématique sur un plan. La seule inconnue de ce modèle est le coefficient de rugosité  $K$  à attribuer au plan. L'équation de Strickler s'écrit :

$$Q = K J_0^{2/3} h^{5/3} \tag{2}$$

où  $Q$  est le débit,  $J_0$  la pente du plan et  $h$  la hauteur d'eau.

L'équation de l'onde cinématique sur un plan s'écrit alors :

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{K J_0^{2/3}}{\partial x} \partial h^{5/3} = i_{max} \tag{3}$$

Le routage dans les cours d'eau fait également partie du modèle hydrologique. Plusieurs méthodes ont été retenues pour son calcul par les hydrologues. Mais que l'on utilise un modèle d'onde cinématique ou le modèle de Muskingum - Cunge, le coefficient de rugosité du cours d'eau doit être déterminé pour le calcul des hauteurs normales de l'écoulement :

$$Q = AK J_0^{2/3} R_h^{4/3} \tag{4}$$

Avec  $A$  la section mouillée et  $R_h$  le rayon hydraulique. L'équation de l'onde cinématique pour le cours d'eau devient alors :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{dQ}{dA} \Big|_{x=x_0} \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \tag{5}$$

si aucun apport latéral n'est considéré.

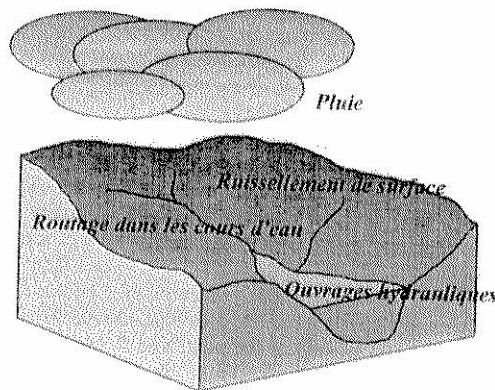


Figure 1 : Modélisation d'un bassin versant

L'effet des ouvrages hydrauliques sur le passage des crues peut être très variable selon le type d'ouvrage considéré. La plus importante modification d'une crue est certainement réalisée par une retenue qui exerce un effet de laminage, soit une diminution du débit de pointe et son décalage dans le temps. L'importance du laminage dépend de la crue d'entrée, du volume du bassin et des organes prévus pour l'évacuation des crues. Dans le cas d'une retenue équipée d'un évacuateur non-contrôlé, la relation niveau du lac - débit sortant s'écrit :

$$Q = C_d B \sqrt{2g} H^{3/2} \tag{6}$$

où  $C_d$  est le coefficient du déversoir,  $B$  la largeur déversante et  $H$  la charge hydraulique sur le déversoir. Le phénomène du laminage est décrit par l'équation de la rétention :

$$\frac{\partial V}{\partial t} = Q_e - Q_s \tag{7}$$

avec  $V$ , le volume de la retenue,  $Q_e$  le débit entrant et  $Q_s$  le débit sortant.

### Etude de sensibilité

A chaque étape de la modélisation proposée apparaissent des coefficients qu'il s'agit de déterminer a priori ou par calage sur des mesures disponibles. Avant de discuter de ces choix ou des procédures de calage à effectuer, il semble judicieux de mesurer l'influence de chacun de ces coefficients sur le résultat recherché, c'est-à-dire le débit sortant de la retenue. Il faut relever que dans le cadre du projet CRUEX, le but recherché est l'analyse de la sécurité des grands barrages. Dans ce contexte, la crue entrante n'est pas déterminante à elle seule. Un calcul de laminage dans la retenue est indispensable pour déterminer le niveau maximal atteint dans le lac durant la crue ainsi que le débit sortant maximal passant par l'évacuateur de crues. L'ouvrage hydraulique fait donc partie du système à étudier et le résultat recherché est la crue sortante maximale possible.

Pour mesurer l'effet de chaque coefficient, une plage de variation et une valeur moyenne leur est attribuée. Pour les crues importantes, le coefficient de ruissellement varie généralement entre 0.6 et 1. La valeur moyenne pour cette étude a été fixée à 0.8. Les calages des modèles hydrologiques utilisant l'équation de l'onde cinématique sur un plan fournissent des valeurs pour le coefficient de Strickler comprises entre 0.1 et 1 m<sup>1/3</sup>/s. Ces valeurs sont extrêmement basses par rapport à ce qui se rencontre d'ordinaire en hydraulique et

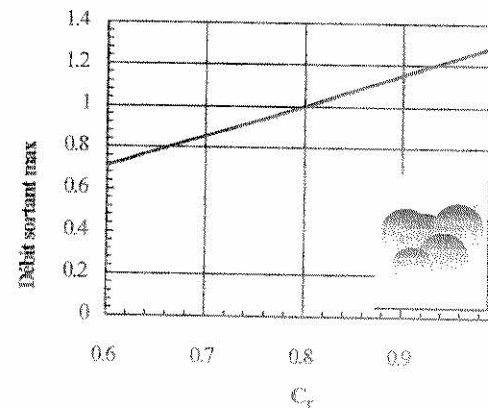


Figure 2 : Influence du coefficient de ruissellement  $C_r$  sur le débit maximal sortant

montrent déjà la présence d'un éventuel problème de modélisation. Pour le routage dans les cours d'eau, la gamme possible des coefficients de Strickler pour des torrents de montagne a été retenue, soit  $10 < K < 30 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ . Le calcul hydraulique des ouvrages est moins soumis à des coefficients qui peuvent varier dans une large mesure. Pour un déversoir, la charge hydraulique et la géométrie ne sont pas une source d'imprécision significative. Seul le coefficient de débit  $C_d$  peut être sujet à discussion. Pour cette étude de sensibilité, un  $C_d$  constant pour tous les débits et un  $C_d$  variable selon la charge ont été simulés afin de mesurer l'influence de cette source d'imprécision sur le débit sortant. Les calculs de ces équations différentielles ont été réalisés par le logiciel Routing System qui est présenté au chapitre suivant. Le modèle retenu dans cette étude de sensibilité est composé d'un plan de ruissellement, d'un cours d'eau et d'une retenue. Il faut mentionner que l'étude d'un bassin versant réel fait appel à un grand nombre de ces éléments mais que la simplicité choisie ici facilite l'interprétation des résultats.

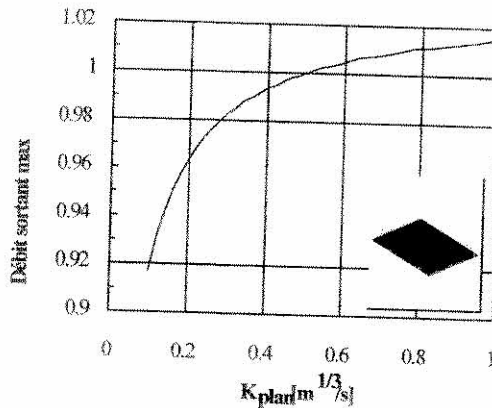


Figure 3 : Influence du coefficient de Strickler des plans de ruissellement sur le débit maximum sortant

La figure 1 montre l'influence du coefficient de ruissellement  $C_r$  sur le débit sortant maximum adimensionnalisé par rapport au débit sortant maximum obtenu avec un  $C_r$  de 0.8. Dans la plage de variation admise, le débit de pointe varie donc de  $\pm 30\%$ , ce qui montre la très grande importance de ce coefficient. Mais dans le cas des crues extrêmes, le bon sens veut que ce coefficient soit fixé à 1, soit à sa valeur maximale. La fonction de production se simplifie par conséquent grandement dans ce cas.

La figure 2 montre, selon la même représentation graphique, l'effet du coefficient de Strickler des plans de ruissellement sur le débit de pointe. Sur le cas simple étudié, une variation de  $10\%$  s'observe entre les valeurs extrêmes du coefficient de Strickler. Pour les faibles valeurs de  $K_r$ , la courbe montre une forte pente, d'où une grande erreur de modélisation pour une faible imprécision pour son estimation. Dans un cas concret de bassin versant, la variation absolue du débit de pointe sortant peut être largement plus importante que sur ce graphique. Ceci est dû aux additions des hydrogrammes résultant de chaque plan modélisé qui génèrent de grandes variations sur le débit de pointe, une pointe pouvant se retrouver décalée dans le temps par rapport à une autre.

L'influence du coefficient de Strickler des cours d'eau ne se mesure même pas sur un graphique, tellement elle est faible dans ce modèle. Plusieurs applications de ces modèles dans le cadre du projet CRUEX ont montré le rôle presque nul du routage dans les bassins versants alpins. Par conséquent, une simple estimation du coefficient de Strickler du torrent suffit et n'engendre aucune erreur sur le résultat final.

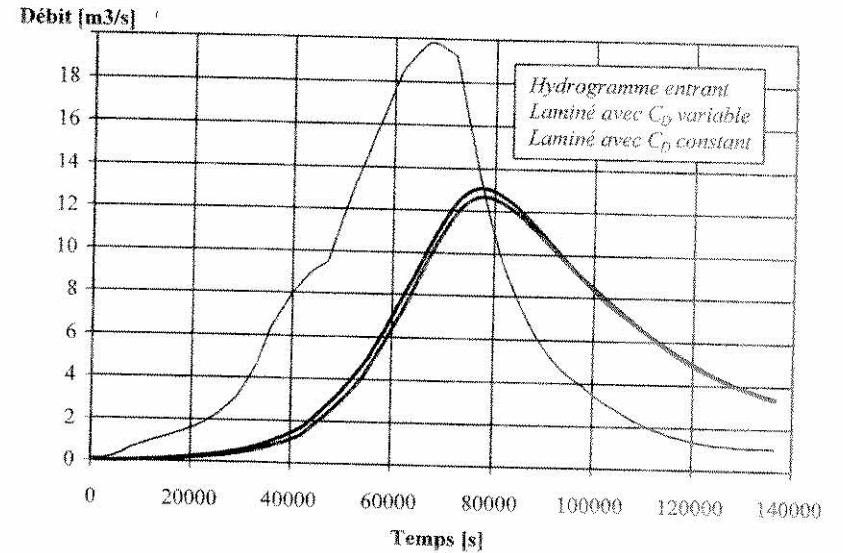


Figure 4 : Influence du coefficient de débit  $C_d$  de l'évacuateur de crues sur l'hydrogramme sortant

La loi de l'évacuateur de crues exerce un effet sur la crue laminée, comme représenté à la figure 4. Cet effet est cependant limité à quelques pour-cent sur le débit de pointe sortant. Les calculs des ouvrages hydrauliques ne sont pas non plus la source principale d'erreurs.

Pour l'étude des crues extrêmes, pour lesquelles le coefficient de ruissellement est admis égal à 1, seul le coefficient de Strickler attribué aux plans de ruissellement exerce une forte influence sur le résultat cherché. De plus, les valeurs prises par ce coefficient sortent complètement de la plage connue pour les cours d'eau, ce qui rend son estimation encore plus difficile. Dans le cas où des mesures pluies - débits sont disponibles, un calage permet d'obtenir la valeur cherchée qui est ensuite reprise dans l'analyse des crues extrêmes. A l'heure actuelle, rien ne peut nous assurer que ce coefficient reste constant pour toutes les hauteurs d'eau sur la surface. Dans le cas où aucune mesure n'est disponible, ce problème ne peut pas être résolu avec une fiabilité suffisante.

Face à ce constat, le Laboratoire de Constructions Hydrauliques de l'EPFL a entrepris une recherche fondamentale sur les pertes de charge pour le ruissellement de surface. Les essais déjà réalisés ainsi que les premiers résultats sont présentés au chapitre 5.

### Routing System

Le logiciel RS, pour Routing System, a été développé durant le printemps 1996 par M. Jérôme Dubois au Laboratoire de Constructions Hydrauliques (LCH) de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL). Il offre une bibliothèque de fonctions hydrauliques à assembler pour modéliser les passages de crues





dans des bassins versants aménagés. L'environnement de programmation graphique du logiciel LabView de National Instrument sert d'outil de modélisation et de moteur de calcul. Des fonctions hydrologiques peuvent générer les hydrogrammes qui sont ensuite assemblés, routés, dérivés et laminés dans des bassins de rétention. Aucune limite sur la taille du modèle n'est imposée. Dès qu'une fonction est calculée, son résultat est utilisé comme donnée de la fonction suivante. Toute incohérence de modélisation est immédiatement détectée, décrite et localisée par l'environnement de programmation. Les modèles de routage développés graphiquement sont compilés en temps réel en langage C sans intervention de l'utilisateur, ce qui assure confort d'utilisation et rapidité d'exécution.

Tout est fonction ! Les bassins versants ont une fonction de production, les prises d'eau effectuent une bifurcation, les cours d'eau servent de fonction de transport, les lacs et les bassins stockent, les confluences additionnent,... Les données circulant dans le réseau sont aussi des fonctions : les hydrogrammes, les hyétogrammes, les limnigrammes, les relations hauteur - débit, hauteur - volume, débit entrant - débit dérivé,... Ce concept offre une liberté de modélisation très grande. Il permet également, lorsqu'un réseau devient important, de le représenter comme une seule macro-fonction qui peut être réutilisée comme simple fonction dans un modèle à plus grande échelle. RS permet la création de ces macro-fonctions qui représentent le comportement d'un sous-bassin versant ou d'une région géographique. Les macro-fonctions peuvent être assemblées et également regroupées en macro-fonction, ce processus pouvant se répéter sans limite.

Pour l'étude de sensibilité effectuée ici, seules 4 fonctions ont été utilisées, à savoir la lecture du fichier de pluie, le calcul de l'onde cinématique sur un plan, le routage dans un cours d'eau selon Muskingum - Cunge et le calcul du laminage dans une retenue. Ces différents éléments sont visibles à la figure 5.

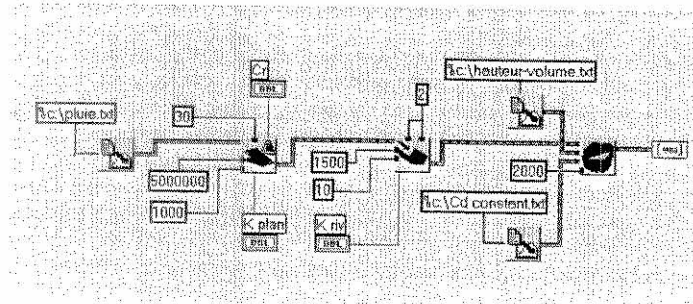


Figure 5 : Modèle RS pour l'étude de sensibilité

La première boîte à gauche se charge de la lecture du fichier contenant la fonction temps - intensité de la pluie. Cette fonction est enregistrée dans le fichier `c:\pluie.txt`. Le résultat qui sort à droite de cette boîte est une table en mémoire contenant le hyétogramme. Cette fonction entre ensuite dans la deuxième boîte, le modèle hydrologique, qui résout analytiquement l'équation de l'onde cinématique sur un plan de pente 30%, d'une surface de 500000 m<sup>2</sup> et d'une largeur de 1000 m. Le coefficient de ruissellement  $C_r$  et le coefficient de Strickler  $K$  sont variables. L'hydrogramme aval calculé est le trait épais brun qui sort de cette boîte et entre dans la troisième, le routage dans le cours d'eau. Ce cours d'eau a une pente de 10%, une longueur de 1500 m et une section trapézoïdale avec des talus de 2 sur 1.

L'hydrogramme routé à l'aval devient une des entrées de la dernière boîte, à droite, le laminage dans la retenue. La relation hauteur - volume de la retenue est lue sur le fichier `c:\hauteur-volume.txt` et la loi de l'évacuateur de crues sur le fichier `c:\Cd constant.txt` dans ce cas. Cette relation peut être modifiée dans le cas où une variation du  $C_d$  est considérée. La cote de la retenue est fixée à 2000 m au début du calcul. Le résultat de ce calcul, le débit sortant, est affiché sur un graphique représenté par la dernière petite boîte à droite.

### Recherche sur la rugosité de surface

Le LCH a entrepris une recherche dans le domaine de la rugosité des terrains naturels afin de mieux cerner le comportement du ruissellement de surface. Une installation d'essais a été réalisée à la Wald, Schnee und Landschaft (WSL) à Birmensdorf qui dispose d'un simulateur de pluie performant. Il s'agit d'une surface de 15 m<sup>2</sup>, composée de plusieurs milliers de tubes capillaires, qui est capable de créer des intensités de pluie entre 30 et 140 mm/h. Ce dispositif est situé au plafond de la halle d'essais. Un plan inclinable de 2 x 4,30 m, composé d'une plaque en PVC recouverte de sable de quartz collé, reçoit la pluie. Le ruissellement qui s'y produit est mesuré à l'aval grâce à un bac posé sur une balance électronique. Par une série de 80 essais, 3 paramètres ont été analysés, à savoir l'intensité de la pluie, la pente du plan et le diamètre des éléments de rugosité. Le résultat brut de chaque essai se présente sous la forme d'un hydrogramme mesuré à l'aval du plan. La figure 6 présente un tel hydrogramme. Grâce à l'extraordinaire précision de la balance électronique, la mesure est de très bonne qualité et

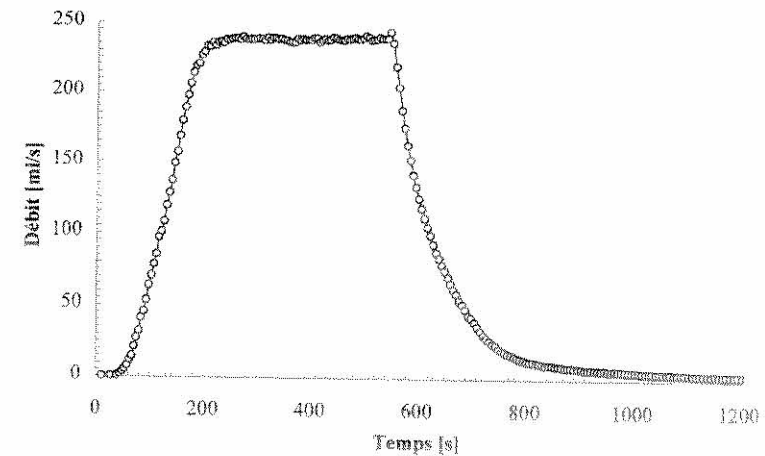


Figure 6 : Exemple d'hydrogramme aval mesuré

L'analyse détaillée de chacun de ces hydrogrammes s'en trouve facilitée et fiable. La pluie commence brusquement, reste constante pendant quelques minutes et s'interrompt à nouveau

brusquement. Les hydrogrammes sont donc composés de 3 parties distinctes : la montée qui est théoriquement une relation en puissance, le palier constant et la décroue. Un petit pic à la fin du palier est parfois visible (faiblement sur la figure 6). Il montre l'effet de l'impact des gouttes de pluies sur la vitesse moyenne de l'écoulement. Les splash freinent l'écoulement et lorsque la pluie cesse, l'eau s'accélère pendant un bref instant, ce qui se traduit par une rapide augmentation du débit avant la décroue.

L'analyse de la montée en crue permet de déterminer si l'écoulement est laminaire ou torrentiel. Pour les sables de petit diamètre et avec les conditions particulières de l'installation d'essai, l'écoulement est laminaire tandis que pour les diamètres plus importants des éléments de rugosité, l'écoulement est turbulent. Pour un écoulement sur plan, le nombre de Reynolds vaut :

$$R = \frac{Vh}{\nu} = \frac{qh}{h\nu} = \frac{q}{\nu} \dots\dots\dots(8)$$

Pour une même intensité de pluie, donc pour un même débit unitaire q, le nombre de Reynolds reste constant si la viscosité cinématique  $\nu$  est la même. La taille des éléments de rugosité n'intervient pas dans ce calcul. A une intensité fixée, mais pour 2 types de surfaces différents, le nombre de Reynolds est le même, mais les essais ont montré que l'écoulement pouvait être laminaire ou turbulent. Ce constat est en contradiction avec toute la théorie des pertes de charge développée durant ce siècle et résumée dans le diagramme de Moody -



Figure 7 : Différences dans la géométrie d'un profil entre l'écoulement dans une macro-rugosité et un écoulement classique de l'hydraulique

Stanton.

Ce paradoxe ne peut être levé qu'en mettant en évidence les particularités du ruissellement de surface dans une macro-rugosité. Les théories des pertes de charge ont été développées historiquement pour les conduites en charge et adaptée au calcul des écoulements dans les canaux et les rivières. Dans tous ces cas, la hauteur d'eau est largement plus grande que la hauteur des éléments de rugosité. Les notions de hauteur d'eau, de surface mouillée, de rayon hydraulique et de vitesse moyenne se comprennent aisément et se calculent à l'aide de simples considérations géométriques. Dans le cas d'un écoulement dans une macro-rugosité, c'est-à-dire lorsque la hauteur d'eau est du même ordre de grandeur que les éléments formant la rugosité, ces notions perdent leur évidence. La figure 7 montre schématiquement ces 2 types d'écoulement. La prise en compte des éléments de rugosité dans le calcul géométrique des sections est indispensable pour obtenir des valeurs moyennes de la hauteur d'eau ou de la vitesse. La recherche actuellement en cours se concentre sur l'élaboration de modèles géométriques simplifiés qui permettent la prise en compte du nombre d'éléments de rugosités disposés sur la surface et de leur taille.

**Conclusions**

Une meilleure qualité de la description hydraulique du ruissellement s'avère indispensable dans plusieurs domaines. Pour les modèles hydrologiques, elle doit permettre de diminuer la sensibilité du résultat par rapport aux choix ou au calage des coefficients. Les modèles de routage de crues dans les cours d'eau sont actuellement de bonne qualité et le choix de leurs coefficients n'exerce que très peu d'influence sur leurs résultats. Il faudrait arriver à une telle situation également dans les modèles hydrologiques simulant le ruissellement sur plan avec les équations de l'hydraulique.

Dans les cas favorables, des mesures de pluie et de débit sont disponibles sur un bassin versant et un calage du modèle permet d'obtenir les coefficients de rugosité. Ceux-ci sont ensuite conservés pour le calcul des crues extrêmes. Il semble certain que ces coefficients peuvent varier selon le débit qui ruisselle ou selon la hauteur d'eau. Pour tenir compte de ce phénomène, une nouvelle description du ruissellement est là encore indispensable. Non seulement les coefficients peuvent varier, mais également les lois de comportement elles-mêmes. Les essais effectués montrent clairement une transition entre les écoulements laminaires et turbulents qui sont décrits par des lois bien différentes. La recherche en cours se doit également de mieux cerner ce domaine de transition souvent rencontré pour ce type d'écoulement.

Enfin, cette recherche doit aboutir sur une méthode qui permette de choisir de manière fiable les coefficients de rugosité pour les bassins versants sans mesures de pluies ni de débits. Dès que ce point sera résolu, une modélisation vraiment déterministe de l'ensemble d'un bassin versant aménagé sera possible.

**Application de la méthodologie  
PMP-PMF à la retenue de  
Mattmark**

---

**J.-L. Boillat**

## Application de la méthodologie PMP-PMF à la retenue de Mattmark

Jean-Louis Boillat  
Laboratoire de Constructions Hydrauliques  
EPFL

### Résumé :

Les territoires situés dans la zone d'influence des cours d'eau ne sont pas seulement assujettis aux caprices de la météo, ils sont également tributaires des interventions d'origine anthropique qui modifient le comportement de leur bassin versant. Ainsi les retenues des grands barrages introduisent un effet de laminage qui permet de réduire l'importance et la fréquence des crues à l'aval. Afin de maîtriser totalement cet effet bénéfique, la sécurité structurale et fonctionnelle de ces ouvrages doit être garantie, en particulier leur capacité à résister au passage de la crue extrême. Cette entité conceptuelle, également appelée "déluge" ou encore "crue maximale probable", (en anglais PMF: Probable Maximum Flood), découle du postulat qu'il existe une limite physique aussi bien aux précipitations qu'aux crues qui en résultent. Des modèles déterministes sont utilisés pour la recherche de la précipitation maximale probable (PMP) et de la PMF "critique" qui, pour le cas d'un barrage, peut être définie comme suit:

*La crue qui peut être attendue de la plus sévère combinaison de conditions météorologiques physiquement possibles dans une région donnée et dont le passage dans la retenue, initialement pleine mais avec tous les évacuateurs ouverts, conduira au niveau maximum du plan d'eau.*

La démarche utilisée pour calculer cette PMF critique est illustrée ici par l'exemple de la retenue de Mattmark dont le bassin versant de 37 km<sup>2</sup> est situé dans la vallée de Saas, entre 2200 et plus de 4000 m d'altitude sur un versant nord des Alpes suisses.

Dans une première approche, les modèles de précipitation et de formation des crues ont été calés sur l'événement de septembre 1993, puis validés sur celui, tout aussi exceptionnel, de septembre 1994.

Sur cette base, la PMF critique de la retenue a été déterminée par maximisation de la pluie orographique et de l'hydrogramme de crue.

La maximisation de la précipitation a été effectuée en jouant sur la direction du vent et sur les conditions de vitesse et de stabilité de l'écoulement atmosphérique. L'analyse des vents forts et de la saturation de l'atmosphère a permis d'associer une durée à l'intensité maximale calculée et consécutivement d'établir la relation ID (intensité, durée) des pluies extrêmes de la vallée de Saas.

A partir de cette relation, un grand nombre d'averses de différentes durées et structures ont été générées puis introduites dans le modèle hydrologique du bassin versant. La réponse de la retenue a finalement été obtenue par un calcul de laminage des hydrogrammes simulés. Parmi tous ces hydrogrammes, celui qui conduit au débit de sortie maximal correspond à la PMF "critique".

## TABLE DES MATIERES

1.	<b>INTRODUCTION</b>
1.1	LE PROJET CRUEX
1.2	LA PROBLÉMATIQUE PMP-PMF
2.	<b>CONTEXTE HYDRAULIQUE ET GÉOGRAPHIQUE</b>
2.1	CARACTÉRISTIQUES DE L'AMÉNAGEMENT HYDROÉLECTRIQUE
2.2	LE BASSIN VERSANT NATUREL DE LA RETENUE
2.3	HISTORIQUE DES CRUES À MATTMARK
2.4	BASES DE DIMENSIONNEMENT DE L'ÉVACUATEUR DE CRUES
3.	<b>SIMULATION DE LA CRUE DE SEPTEMBRE 1993</b>
3.1	RECONSTITUTION DE L'HYDROGRAMME DE CRUE
3.2	SIMULATION DES PRÉCIPITATIONS DU 24 SEPTEMBRE 1993
3.3	SIMULATION HYDROLOGIQUE DU BASSIN VERSANT DIRECT ET DES BASSINS VERSANTS CAPTÉS
4.	<b>MODÉLISATION DE LA PMP ET DE LA PMF POUR LA RETENUE DE MATTMARK</b>
4.1	ESTIMATION DE LA DURÉE DE PLUIE ET DE L'HYDROGRAMME CRITIQUES
4.2	MAXIMISATION DE LA PLUIE OROGRAPHIQUE SUR LA RÉGION
4.3	MAXIMISATION DE L'HYDROGRAMME DE CRUE DU BASSIN NATUREL
4.4	CALCUL DE RÉTENTION
5.	<b>CONCLUSIONS</b>

## 1. Introduction

### 1.1 Le projet CRUEX

Les développements et résultats présentés ci-après sont à mettre au crédit du projet de recherche CRUEX qui, comme son nom l'indique, est orienté vers la détermination des crues extrêmes. Le projet CRUEX, financé par l'Office fédéral de l'économie des eaux (OFEE), est arrivé à un niveau de développement qui autorise la réalisation des premiers tests méthodologiques. Ils sont appliqués ici à la retenue de Mattmark pour vérifier la bonne adéquation entre les modélisations atmosphériques, hydrologiques et hydrauliques.

La présente publication constitue la synthèse des travaux effectués en 1995 dans le cadre d'une période de coordination entre les différents partenaires du projet que sont:

- **Le Laboratoire de Constructions Hydrauliques (LCH - IHE) :**  
Prof. Richard Sinniger, Dr Jean-Louis Boillat, Jérôme Dubois
- **Le Laboratoire de Systèmes Energétiques (LASSEN - IHE) :**  
Prof. Gérard Sarlos, Dr Jacques-André Hertig, Christos Alexandrou, Christiane Montavon
- **L'unité Hydrologie et Aménagements (HYDRAM - IATE) :**  
Prof. André Musy, Dr Dominique Bérod, Wim Feyen

### 1.2 La problématique PMP-PMF

Les territoires situés dans la zone d'influence des cours d'eau ne sont pas seulement assujettis aux caprices de la météo, ils sont également tributaires des interventions d'origine anthropique qui modifient le comportement de leur bassin versant. Ainsi les retenues des grands barrages introduisent un effet de laminage qui permet de réduire l'importance et la fréquence des crues à l'aval. Afin de maîtriser totalement cet effet bénéfique, la sécurité structurale et fonctionnelle de ces ouvrages doit être garantie, en particulier leur capacité à résister au passage de la crue extrême. Cette entité conceptuelle, également appelée "déluge" ou encore "crue maximale probable" (en anglais PMF: Probable Maximum Flood), découle du postulat qu'il existe une limite physique aussi bien aux précipitations qu'aux crues qui en résultent. Des modèles déterministes sont utilisés pour la recherche de la précipitation maximale probable (PMP) et de la PMF "critique" qui, pour le cas d'un barrage, peut être définie comme suit:

*La crue qui peut être attendue de la plus sévère combinaison de conditions météorologiques physiquement possibles dans une région donnée et dont le passage dans la retenue, initialement pleine mais avec tous les évacuateurs ouverts, conduira au niveau maximum du plan d'eau.*

La démarche utilisée pour calculer cette PMF critique est illustrée ici par l'exemple de la retenue de Mattmark dont le bassin versant est situé dans la vallée de Saas, sur un versant nord des Alpes suisses.



fonctionnement est perturbé en raison des mouvements du glacier de l'Allalin. L'adduction rive droite va chercher les eaux du Triftbach, de l'Almagellerbach et du Furgbach. Les captages proviennent de prises d'eau tyroliennes dont la capacité totale ne dépasse pas 10 m<sup>3</sup>/s.

Les eaux de Mattmark sont turbinées sur un premier palier à la centrale de Zermeigern. Celle-ci est équipée de 2 turbines Francis d'une capacité totale de 19 m<sup>3</sup>/s, correspondant à une puissance de 74'000 kW. Durant les heures creuses, cette centrale pompe les eaux du bassin versant compris entre la digue de Mattmark et Zermeigern, y compris les eaux du Hohlauchbach et de l'Allalinbach lorsque l'adduction rive gauche ne fonctionne pas. Deux pompes refoulent 9 m<sup>3</sup>/s au maximum sur une hauteur de 469 m jusque dans la retenue de Mattmark.

Du bassin de compensation de Zermeigern, une galerie longe la vallée de Saas et capte la Viège de Fee, le Schweibach et le Riedbach. Après mise en charge, le deuxième palier est turbiné à la centrale de Stalden. Deux turbines Pelton, d'une puissance installée totale de 160'000 kW sont équipées pour un débit de 20 m<sup>3</sup>/s. Le bassin versant total de l'aménagement est de 162.4 km<sup>2</sup>.

## 2.2 Le bassin versant naturel de la retenue

Le bassin versant naturel de Mattmark occupe 37 km<sup>2</sup> au fond de la vallée de la Viège de Saas dans le canton du Valais. Il a des caractéristiques alpines typiques: altitudes variant de 2200 m s.m. au barrage à près de 3900 m s.m., pour une pente moyenne de 21% environ. La majeure partie du bassin est composée de rochers et de sols incultes. Les glaciers concentrés dans la région sud-ouest occupent environ 22% de la surface (essentiellement le Schwarzberggletscher). L'Atlas hydrologique de la Suisse (*Spreafico et al, 1992*) indique une capacité moyenne de rétention hydrique du sol d'environ 20 mm, ce qui est faible par rapport aux précipitations attendues lors d'événements majeurs. Le réseau hydrologique est relativement bien développé dans ce bassin versant en éventail, comme le montre la figure 2.

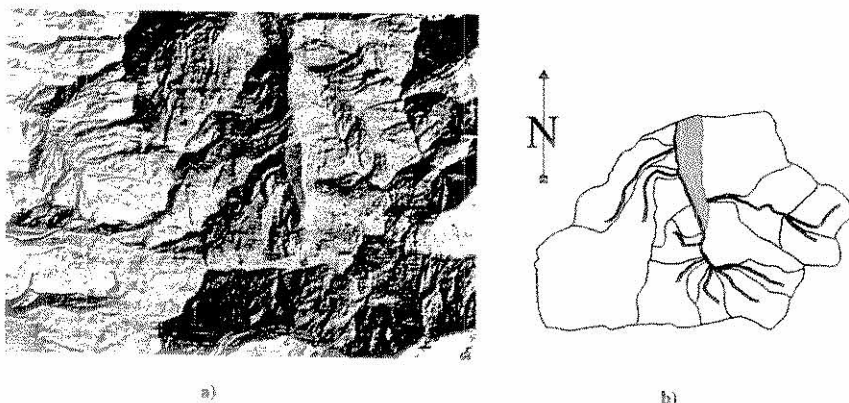


Figure 2: Bassin versant naturel de Mattmark. a) Modèle numérique de terrain MNT25  
© 1994 Office fédéral de topographie. b) Réseau hydrologique.

## 2. Contexte hydraulique et géographique

### 2.1 Caractéristiques de l'aménagement hydroélectrique

La société des Forces Motrices de Mattmark S.A., fondée en 1959, a pour but l'exploitation des forces hydrauliques de la Viège de Saas et de ses affluents, ainsi que de celles du Riedbach, situé dans le bassin versant de la Viège de Zermatt.

Le bassin d'accumulation de Mattmark constitue l'ouvrage principal de l'aménagement dont la situation générale est présentée sur la figure 1. Une digue en terre et en enrochements, d'une hauteur maximum de 120 m et d'un volume total de 10.5 mio de m<sup>3</sup>, ferme la vallée au pied du glacier de l'Allalin et crée une retenue d'un volume utile de 100 mio de m<sup>3</sup>. Le niveau maximum du plan d'eau est fixée à 2197 m s.m. et le couronnement de la digue se situe à 2204 m s.m.

La digue est équipée d'une vidange de fond capable d'évacuer un débit de 50 m<sup>3</sup>/s, d'une vidange intermédiaire à la cote 2174 m s.m. dont la capacité maximale est de 20 m<sup>3</sup>/s et d'un évacuateur de surface à 2197 m s.m., constitué d'un déversoir libre de 75 m de largeur suivi d'une auge à adduction latérale et d'une galerie d'évacuation de 4 m de diamètre, à 2% de pente sur une longueur 480 m.

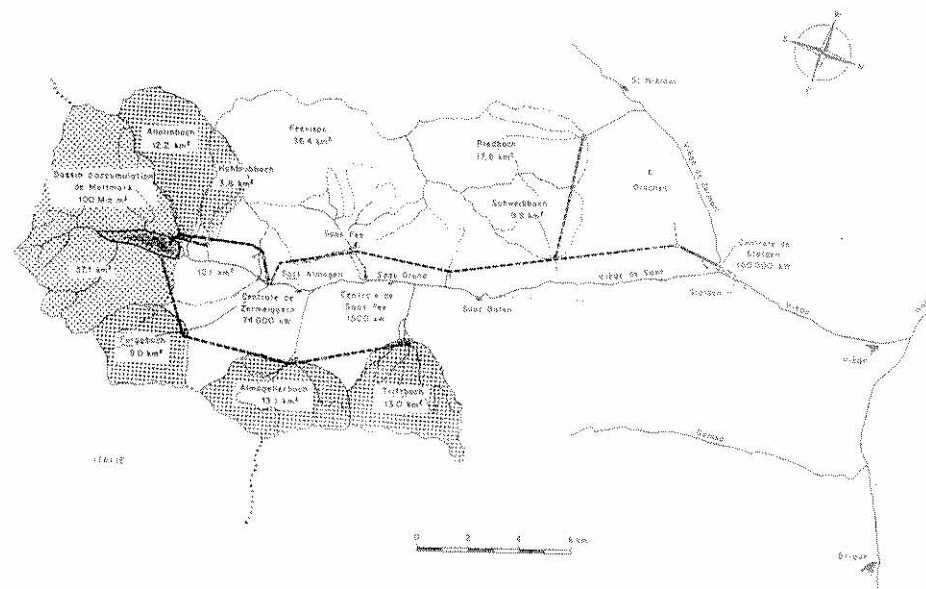


Figure 1: Situation de l'aménagement des Forces Motrices de Mattmark S.A.  
d'après la brochure « Forces Motrices de Mattmark S.A. »  
Zürich, août 1983.

La retenue de Mattmark reçoit les eaux de son bassin versant naturel et de 2 adductions latérales. L'adduction rive gauche capte le Hohlauchbach et l'Allalinbach, mais son

### 2.3 Historique des crues à Mattmark

Durant les siècles passés, la langue du glacier de l'Allalin et sa moraine sud créaient un lac naturel sur la plaine de Mattmark dont la vidange subite pouvait être catastrophique. La Chronique de la vallée de Saas rapporte que le 4 août 1680, un tel événement a emporté 18 maisons et 6000 arbres à Viège seulement. Des crues extrêmes sont encore signalées en 1680, le 4 octobre 1740 et le 17 octobre 1772. En 1883, le gouvernement valaisan octroyait une subvention de 200 fr. pour creuser un chenal dans le glacier.

L'Office fédéral de l'économie des eaux avait installé en 1914, sur le site de Mattmark, une station limnigraphique. Celle-ci fonctionna jusqu'au mois de septembre 1920 où elle fut entièrement détruite par une crue. Elle était située au droit d'une section rétrécie par un bloc erratique où l'écoulement se divisait en deux bras. La station était calibrée jusqu'à un débit de  $32 \text{ m}^3/\text{s}$ . Cette section de contrôle créait, en situation de crue, un lac temporaire sur le plateau de Mattmark.

La crue du 23 septembre 1920 qui dévasta la région de Zermeiggern et de Saas-Almagell a été longuement décrite par Otto Lütschg. Une précipitation de 240 mm sur 24 h avait conduit à un débit estimé à  $95.6 \text{ m}^3/\text{s}$ . A 23 h, les deux ponts enjambant les bras de la Viège près de la station limnigraphique et le bloc erratique furent emportés. La section de sortie du lac fut brusquement élargie de  $42.5$  à  $54.0 \text{ m}^2$  et le débit augmenta très rapidement jusqu'à  $140 \text{ m}^3/\text{s}$ , par abaissement du niveau du lac. Le 24, aux environs de 3 h, une embâcle se constitua sur la Viège et le niveau du lac se remit à monter. Une deuxième pointe de  $131 \text{ m}^3/\text{s}$  fut observée dans le courant de l'après-midi, consécutive à la rupture de ce barrage naturel.

Les valeurs de pointe ont été reconstituées et elles sont à considérer avec précaution. Sur la base de ces chiffres, entre le 22.09.1920 à 24 h et le 25.09.1920 à 6 h, le volume de la crue a pu être évalué à environ  $15.5$  mio de  $\text{m}^3$ . La valeur du débit de pointe établie de manière relativement précise à  $131 \text{ m}^3/\text{s}$  correspond, d'après l'analyse fréquentielle, à une période de retour de l'ordre de 5 à 600 ans.

Il convient de relever que les débits de crue de la Viège ont été considérablement modifiés à partir de 1926. Au cours de cette année-là, une galerie de dérivation de 500 m de longueur a été percée en rocher sur rive droite pour vidanger de façon continue le lac naturel de Mattmark. La capacité de cette galerie, limitée à 8 - 10  $\text{m}^3/\text{s}$ , ne suffisait cependant pas à évacuer les fortes crues. En 1960, le projet de construction d'une digue à Mattmark a été adopté.

### 2.4 Bases de dimensionnement de l'évacuateur de crues

Les bases hydrologiques utilisées pour le dimensionnement des organes de décharge sont décrites dans un rapport d'Elektrowatt Ingénieurs (EWI) 1960. Plusieurs formules empiriques ont été utilisées pour l'évaluation du débit maximum du bassin versant dont les résultats sont regroupés dans le tableau 1.

Méthode de calcul	Coefficients des méthodes	Débit de pointe max. [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]
Müller	0.6-0.8	286-383.0
Hofbauer	0.5-0.7	182.6-255.5
Melli (régions de montagne)	0.6-0.8	133.6-178.0
Melli	0.4	150.0
Kürsteiner	9-12	100.0-133.3

Tableau 1 : Débits de pointe maximum calculés par EWI selon différentes formules empiriques.

Avant la construction de la digue, une série de mesures de débit sur 34 ans était disponible à Zermeiggern. Cet échantillon possède les caractéristiques suivantes:

Débit moyen annuel.....	3.38 $\text{m}^3/\text{s}$
Débit moyen journalier maximum.....	38.1 $\text{m}^3/\text{s}$
Débit de pointe instantané maximum.....	65-75 $\text{m}^3/\text{s}$
Rapport entre débit de pointe max. et la moyenne journalière max. ...	1.74

L'Eidgenössische Oberbauinspektorat a établi la relation:  $Q_{\text{max, Mattmark}} = 0.71 Q_{\text{max, Zermeiggern}}$  en fonction de la surface des bassins versants respectifs. La validité de cette formule peut être mise en doute par le fait que la moraine latérale du glacier de l'Allalin créait un lac naturel en situations de crues. Il est ainsi probable que les débits laminés à Mattmark correspondaient aux débits mesurés à Zermeiggern.

La série des mesures effectuées à Zermeiggern a été analysée statistiquement selon la distribution de Gibrat pour estimer les débits correspondant à différentes périodes de retour. Les valeurs obtenues sont présentées dans le tableau ci-dessous.

Période de retour [ans]	Débit journalier max. [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]	Débit de pointe max. [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]
100	55.0	99.0
200	62.3	112.1
500	71.9	129.3
1000	76.6	138.0
10000	100.7	181.2

Tableau 2 : Débits maximum journaliers et de pointe pour différentes périodes de retour, calculés par ajustement statistique des mesures de débits à Zermeiggern.

Sur la base des informations historiques et des différentes analyses précitées un débit de  $150 \text{ m}^3/\text{s}$ , correspondant à une surélévation du niveau du lac de 1 m, a été choisie par EWI pour le dimensionnement de l'évacuateur de crues. La revanche disponible jusqu'au couronnement du barrage est de 7 m.

## 3. Simulation de la crue de septembre 1993

### 3.1 Reconstitution de l'hydrogramme de crue

Le calage de modèles hydrologiques nécessite de disposer de mesures conjointes de pluies et de débits. Plusieurs stations pluviométriques sont en activité dans la région de Mattmark, mais aucune station limnimétrique n'existe à l'amont de la retenue. Pour pallier ce manque d'information, les enregistrements du niveau d'eau dans la retenue et les données d'exploitation Mattmark-Zermeiggern sont utilisés pour reconstituer des hydrogrammes de crues à l'entrée du lac.

L'événement du 24 septembre 1993 a été choisi comme référence, pour avoir entraîné le premier fonctionnement de l'évacuateur de surface depuis sa construction ainsi que pour son caractère extrême lié à l'impact psychologique qu'il a exercé sur les habitants de la région.

La société «Elektrizitäts-Gesellschaft Laufenburg» a mis à disposition l'ensemble des données nécessaires à la reconstitution de la crue. Il s'agit des enregistrements de la cote du lac, du débit turbiné à Zermeigern, du débit pompé et des manoeuvres de la vidange intermédiaire. Analytiquement, le débit entrant dans la retenue est décrit par l'équation de continuité :

$$Q_e = \frac{\Delta V}{\Delta t} + Q_s$$

- où
- $\Delta V$  : Volume d'eau stocké sur l'intervalle de temps  $\Delta t$
  - $Q_e(t)$  : Débit entrant dans la retenue en fonction du temps
  - $Q_s(t)$  : Débit sortant de la retenue en fonction du temps

Pour la détermination de la fonction  $Q_s(t)$  les éléments suivants doivent être considérés :

- le turbinage de Zermeigern,
- le pompage depuis Zermeigern,
- la vidange intermédiaire,
- l'évacuateur de surface.

La résolution de cette équation nécessite en outre la connaissance des conditions initiales, soit le niveau de remplissage de la retenue au début de la crue. A partir de ces données, l'hydrogramme de la crue de septembre 1994 a pu être reconstitué comme représenté à la figure 3. Le débit de pointe atteint le 24 septembre s'établit aux environs de  $135 \text{ m}^3/\text{s}$ . Il faut encore relever que le début de la surverse du déversoir coïncide avec le temps de pointe de la crue et que le débit maximum évacué par le déversoir est de  $74 \text{ m}^3/\text{s}$ .

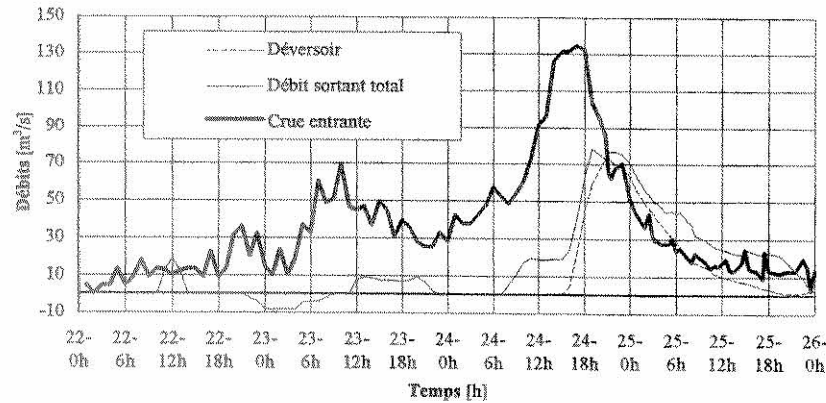


Figure 3 : Reconstitution de l'hydrogramme de crue à Mattmark pour les 23, 24 et 25 septembre 1993

### 3.2 Simulation des précipitations du 24 septembre 1993

La simulation des précipitations du 24 septembre 1993 a été effectuée par modélisation numérique en résolvant les équations de Kessler exprimant la continuité de l'eau de nuage et de l'eau précipitante. L'approche méthodologique de cette modélisation et l'analyse de sensibilité des différents paramètres considérés sont décrits par Montavon (1996).

Le domaine de calcul considéré couvre toute la Suisse avec une maille de 5 km, dans les limites représentées à la figure 4.

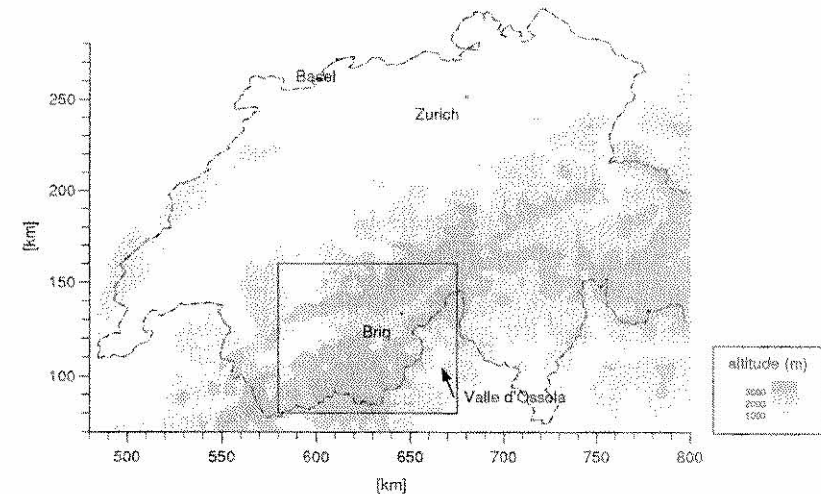


Figure 4 : Domaine de calcul des précipitations

Les conditions initiales et aux limites du modèle ont été extraites des cartes météo et de sondages à Payerne, à Milan et à Lyon. Pour la journée du 24 septembre, les vents au sud des Alpes soufflaient du secteur sud-ouest alors que sur le plateau suisse, les vents au sol étaient du secteur nord-est.

Pour la simulation, les vents ont été calculés pour une direction générale du sud-est (secteur 150). Les profils de température et de vitesse retenus pour les conditions initiales sont présentés à la figure 5.

Aux bord d'entrée du domaine, le profil de vitesse est maintenu constant durant toute la simulation alors que la température est recalculée par le modèle. Concernant l'humidité, une atmosphère initiale saturée et sans précipitation a été admise. Ceci correspond aux conditions d'humidité mesurées par la station aérologique de Milan. La simulation a été effectuée sans seeding en altitude.

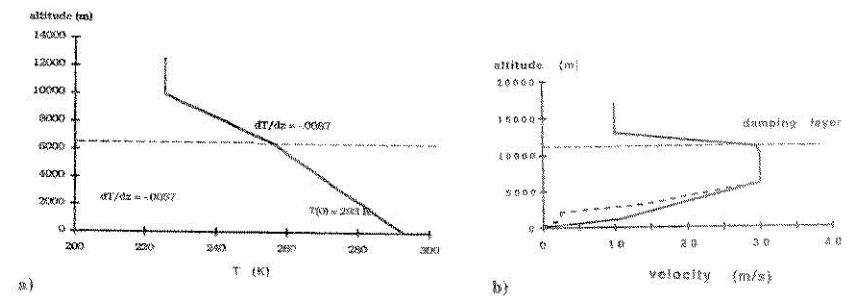


Figure 5 : Profils a) de température et b) de vitesse utilisés comme conditions initiales et de bord pour la simulation de l'événement du 24 septembre 1993.

Afin de valider les résultats du calcul, une comparaison avec les mesures pluviométriques des stations existantes a été entreprise.

Les mesures disponibles sont des valeurs de précipitations cumulées sur 24 heures, obtenues sur un réseau beaucoup moins dense que celui des nœuds du modèle. Pour permettre la comparaison les intensités de précipitation calculées ont été transformées en valeurs 24 heures à tous les emplacements de pluviomètres. Cette transformation a été réalisée en référence à la station du Simplon qui se trouve dans la zone du maximum de précipitations.

Les deux jeux de données ainsi obtenus ont été interpolés dans les limites du domaine encadré de la figure 4. Il ressort de la comparaison que les résultats du modèle présentés à la figure 6 correspondent très bien aux mesures.

Les intensités de précipitations calculées aux nœuds du bassin versant de Mattmark, ont ensuite servi à la simulation de la crue du 24 septembre 1993.

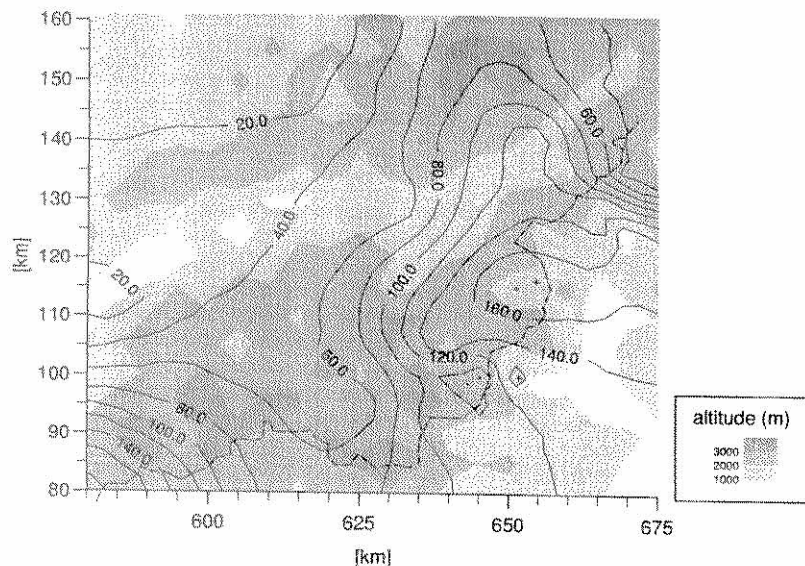


Figure 6 : Répartition spatiale de la précipitation au sol obtenue par interpolation des résultats du calcul

### 3.3 Simulation hydrologique du bassin versant direct et des bassins versants captés

#### Précipitation de septembre 1993

Le phénomène météorologique subi par le Haut Valais du 22 au 25 septembre 1993 est bien documenté grâce à différentes études, en particulier celle de Grebner (1994). Une structure temporelle à pas de temps de soixante minutes est ainsi disponible aux stations pluviométriques du Simplon et de Saas Almagel. La structure du Simplon, visible dans la figure 7a a pu être admise comme représentative de l'épisode pluviométrique sur le bassin versant de Mattmark au vu des relevés effectués sur l'ensemble du Valais. Le volume de l'averse a été calculé en pondérant celui mesuré au Simplon par le rapport de 1.68 résultant de

la modélisation des précipitations. Le volume total atteint ainsi 626 mm. L'isotherme  $0^{\circ}\text{C}$  situé au dessus de 3'000 m pour la période du 22 au 24 septembre 1993 permet de considérer que toute la précipitation est tombée sous forme liquide et non sous forme de neige.

#### Simulation de la crue de septembre 1993

##### • Apport des bassins de la rive droite

La crue à l'entrée du lac d'accumulation de Mattmark, reconstituée sous 3.1, a une pointe de  $135\text{ m}^3/\text{s}$  pour un volume de ruissellement de  $14.6\text{ mios m}^3$ .

L'apport des bassins de la rive droite est conditionné par la limite de capacité des prises d'eau fixée à  $10\text{ m}^3/\text{s}$ . Une simulation grossière à l'aide du modèle *ORAGE* a permis de constater que l'apport des trois bassins latéraux de la rive droite correspond tout au plus à un débit de base. Cette valeur se situe dans la marge d'erreur attendue des calculs et peut par conséquent être négligée.

##### • Estimation de la pluie nette

L'équivalent en lame d'eau répartie sur le bassin de Mattmark de la crue de 1993 atteint  $396\text{ mm}$ . La pluie brute ayant un volume de  $626\text{ mm}$ , le coefficient de ruissellement pour cet événement vaut  $0.63$ . Différentes méthodes d'infiltration ont été testées. L'analyse du couple pluie-débit de l'événement de 1993 semble indiquer que l'averse contribue à l'écoulement sur toute sa durée, la méthode proportionnelle a ainsi été retenue.

##### • Application de l'hydrogramme unitaire de Clark

Etant donné la difficulté d'application d'un modèle hydrologique dans un cas comme celui de Mattmark, il a été jugé utile de proposer une alternative dans un objectif de validation. L'hydrogramme de Clark, qui est inclus dans *HEC-1*, représente un terme de l'alternative, attirant par sa simplicité d'emploi et sa diffusion mondiale. L'hydrogramme de Clark comporte deux paramètres: le temps de concentration de l'hydrogramme unitaire  $t_c$  et la constante  $R$  du réservoir linéaire qu'il convient d'estimer sur la base d'observations. Le calage du modèle de Clark à l'aide de l'événement pluie-débit de 1993 a conduit aux valeurs suivantes:

$$t_c = 1.5 \text{ heures}; R = 8.0$$

##### • Application du modèle ORAGE

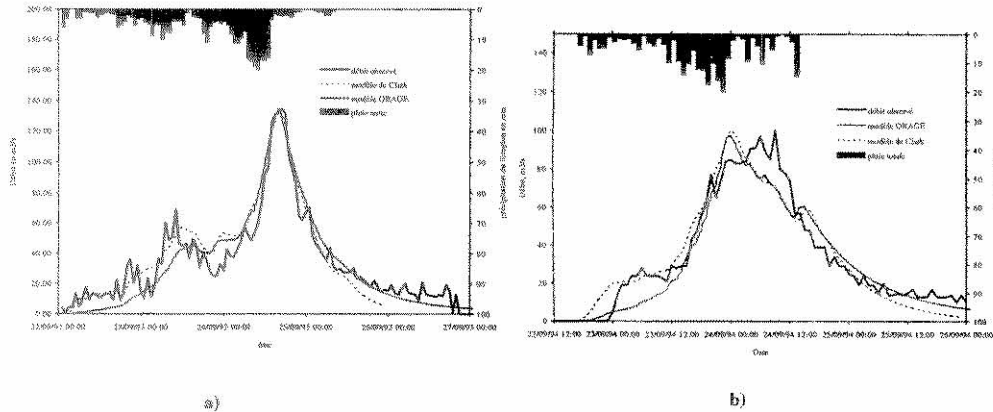
Contrairement au modèle de Clark qui est global, le modèle *ORAGE* requiert une description détaillée du bassin versant. Chaque élément de simulation est caractérisé par ses dimensions géométriques, sa pente et sa rugosité, qui est le paramètre de calage du modèle. A défaut de pouvoir déterminer la rugosité en fonction des caractéristiques des surfaces d'écoulement, une valeur unique du coefficient de Strickler  $K_{plan}$  est considérée pour les plans et une autre valeur unique  $K_{canal}$  pour les cours d'eau. Cette simplification est acceptable compte tenu de la relative homogénéité du bassin, abstraction faite des surfaces de glacier. Le calage de la rugosité sur l'événement de 1993 donne les valeurs suivantes:

$$K_{plan} = 0.12 \text{ m}^{1/3}\text{s}^{-1}; K_{canal} = 10 \text{ m}^{1/3}\text{s}^{-1}$$

La très faible valeur du coefficient  $K_{plan}$  montre bien l'inadéquation de la formule de Strickler pour les écoulements en lame mince et confirme la nécessité de travaux de recherche dans ce domaine. Une analyse de sensibilité de l'hydrogramme simulé a été menée en faisant varier  $K_{plan}$  selon une loi  $N(0.12, 0.06)$ , l'écart-type de  $0.06$  correspondant à un coefficient de variation de  $0.5$ . La génération de  $100$  valeurs de rugosité suivant cette loi a permis de montrer que les pointes simulées s'étalent de  $130$  à  $141\text{ m}^3/\text{s}$  avec un



coefficient de variation de 0.02, inférieur à celui de la rugosité, ce qui indique une bonne stabilité du modèle ORAGE. D'autre part, les hydrogrammes simulés sont peu sensibles à la rugosité estimée des cours d'eau  $K_{canal}$ . Les résultats de calage de l'événement de 1993 par les modèles de Clark et ORAGE sont présentés sur la figure 7a. Les deux modèles utilisés donnent de bons résultats, la décrue étant mieux simulée par le modèle ORAGE.



a) b) Figure 7 : Simulation par les modèles Clark et ORAGE des crues de a) 1993 et b) 1994 à Mattmark.

**Contrôle avec la crue de septembre 1994**

Une année jour pour jour après la crue de septembre 1993, un événement d'importance comparable s'est produit sur le bassin versant de Mattmark. La crue de septembre 1994, reconstituée à l'entrée du lac est caractérisée par un débit de pointe de 100 m³/s pour un volume total de 10,2 mios m³, soit 276 mm.

La première étape de validation des modèles a consisté à rechercher une station pluviographique dont les mesures de septembre 1994 soient représentatives du phénomène subi par la région de Mattmark. Pour ce faire, l'ensemble des stations valaisannes du réseau ANETZ de l'Institut Suisse de Météorologie ont été étudiées.

Comme toutes présentent une forme similaire, la structure relevée au Grand Saint-Bernard a été adoptée et le volume corrigé par le facteur permettant d'obtenir celui ruisselé à Mattmark. La station du Grand Saint-Bernard a été retenue parce qu'elle se trouve à une altitude proche de celle du bassin de Mattmark (2472 m) et que son orientation est comparable.

La deuxième validation a consisté à estimer la crue de 1994 avec les paramètres obtenus par calage de la crue de 1993. Le modèle de Clark calcule un débit de pointe de 116 m³/s, soit un écart de +16%. Il apparaît sur la figure 7b que le modèle ORAGE, conçu pour l'estimation des crues majeures, donne de meilleurs résultats que le modèle de Clark. Les deux modèles pourront toutefois être utilisés pour l'estimation d'une PMF à Mattmark avec les paramètres calés sur l'événement de 1993.

**4. Modélisation de la PMP et de la PMF pour la retenue de Mattmark**

**4.1 Estimation de la durée de pluie et de l'hydrogramme critiques**

Afin d'orienter la maximisation de l'ensemble du processus pluie - ruissellement - rétention vers la situation déterminante, c'est-à-dire vers la durée de pluie déterminante pour le barrage, la méthode de l'hydrogramme critique (CRUEX, 1994) à été appliquée à la retenue de Mattmark.

La méthode de pluie de projet se fonde sur la relation intensité-durée-fréquence des pluies (courbes I-D-F). L'intensité moyenne peut être calculée par la formule de Montana :

$$\bar{i} = a \cdot t_p^b$$

$\bar{i}$  : Intensité moyenne de la pluie  
 $t_p$  : Durée de la pluie  
 $a, b$  : Paramètres de lieu

Le volume de la pluie qui participe directement au ruissellement s'obtient par la définition d'un coefficient de ruissellement global  $C_r$  du bassin versant. La hauteur de pluie nette  $H_n$  s'écrit alors :

$$H_n = a \cdot t_p^{b+1} \cdot C_r$$

$C_r$  : Coefficient de ruissellement

La fonction de transfert, permettant de générer un hydrogramme de crue à partir de la pluie nette, se fonde sur un modèle de ruissellement sur plan. Le bassin versant est schématiquement représenté par un seul plan défini par son coefficient de rugosité moyen  $K$  de Strickler, sa longueur moyenne d'écoulement  $L$  et par sa pente moyenne  $S_0$ . Ce modèle hydrologique simple (Hager, 1984; 1985) considère une pluie structurée selon la distribution statistique de Maxwell. Cette forme exponentielle s'écrit :

$$i(t) = i^* \cdot \left( \frac{t}{t_p^*} \cdot e^{\left( \frac{t}{t_p^*} \right)^n} \right)^n$$

$i^*$  : Intensité de pointe de la pluie  
 $t_p^*$  : Temps de montée du hyétogramme  
 $n$  : Facteur de forme

Les valeurs suivantes sont proposées  $i^* = 2 \cdot \bar{i}$ ,  $n = 10$  et  $t_p^* = \frac{5}{8} \cdot t_p$ .

Avec ces données, la résolution des équations de l'onde cinématique sur plan selon la méthode des caractéristiques permet d'obtenir une expression approchée pour le débit de pointe  $Q^*$  de l'hydrogramme :

$$Q^* = Q_{ref} \cdot \text{Tanh} \left( \frac{Q_{max}}{Q_{ref}} \right)$$

avec  $Q_{ref} = d \cdot K \cdot S_0^{1/2} \cdot H_n^{5/3}$   
 $Q_{max} = i^* \cdot F_{BV}$

$F_{BV}$  : Surface du bassin versant  
 $d$  : Largeur du plan ( $d = F_{BV} / L$ )



Trois domaines d'application de cette formule peuvent être mentionnés :

- $\frac{Q_{max}}{Q_{ref}} \leq 0,3$  La fonction  $\text{Tanh}()$  du rapport  $Q_{max}/Q_{ref}$  a la même valeur que le rapport lui-même et  $Q^* = Q_{max}$ . Le débit de pointe de la crue ne dépend plus des paramètres du bassin versant ( $K, L, S_0$ ). La formule rationnelle permettant le calcul de  $Q_{max}$  est donc valable.
- $0,3 < \frac{Q_{max}}{Q_{ref}} \leq 2$  Situation intermédiaire correspondant à la transition entre les 2 autres cas.
- $\frac{Q_{max}}{Q_{ref}} > 2$  La fonction  $\text{Tanh}()$  tend vers la valeur 1 et  $Q^* = Q_{ref}$ . Cette valeur limite du débit de pointe ne dépend plus de la longueur du plan.

Le temps de montée  $t^*$  de l'hydrogramme est obtenu en égalant les volumes de pluie et de crue :

$$V_{pluie} = a \cdot t_p^b \cdot C_r \cdot F_{BV} = V_{crue} = Q^* \cdot t^* \cdot \frac{n! \cdot e^n}{n^{n+1}}$$

$$\text{d'où } t^* = \frac{V_{pluie}}{Q^*} \cdot \frac{n^{n+1}}{n! \cdot e^n}$$

$Q^*$  : Débit de pointe de l'hydrogramme  
 $t^*$  : Temps de montée de l'hydrogramme

Ainsi, pour une quelconque durée de pluie  $t_p$ , il est possible, par l'intermédiaire des relations ci-dessus, d'obtenir l'hydrogramme entrant dans la retenue :

$$Q_e(t) = Q^* \cdot \left( \frac{t}{t^*} \cdot e^{\left( \frac{t}{t^*} \right)^n} \right)^n$$

Le calcul de rétention revient à intégrer numériquement l'équation de continuité :

$$\frac{dV}{dt} = Q_e - Q_s$$

$Q_e$  : Débit entrant dans la retenue  
 $Q_s$  : Débit sortant de la retenue

La loi de sortie suppose la présence d'un déversoir libre dont le coefficient de débit reste constant, soit :

$$Q_s = C \cdot h^{3/2}, \text{ avec } C = C_d \cdot B \cdot \sqrt{2g}$$

La relation Hauteur - Volume simplifiée s'écrit :

$$V = F_0 \cdot h$$

La durée de pluie introduite permet le calcul de l'hydrogramme d'entrée. Une fonction personnalisée recherche ensuite la hauteur d'eau maximum atteinte dans le lac durant le passage de la crue. La durée de la pluie est ensuite modifiée pour rechercher celle qui entraîne la surélévation maximale du plan d'eau. Cette durée de pluie critique  $t_{p,c}$  correspond à l'hydrogramme critique recherché.

#### Application au cas de Mattmark

Tous les paramètres d'application de cette méthode à la retenue de Mattmark peuvent être regroupés selon les 3 fonctions principales du modèle :

Fonction de production :  $a = 0,02354$ ;  $b = -0,75$  et  $C_r = 1$

Fonction de transfert :  $F_{BV} = 37,1 \text{ mio m}^2$ ;  $K = 0,38 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ ;  $S_0 = 0,425$ ;  $n = 10$  et  $L = 2500 \text{ m}$

Rétention :  $C = 150 \text{ m}^{3/2}/\text{s}$ ;  $F_0 = 1,76 \text{ mio m}^2$

La valeur du coefficient de Strickler  $K = 0,38 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$  a été obtenue par calage sur la crue de septembre 1994.

Les résultats obtenus montrent que le débit sortant maximum qui se produit pour une pluie de 10 h. Cette durée n'est que légèrement supérieure à celle correspondant au maximum du débit entrant qui est de 9 h..

#### 4.2 Maximisation de la pluie orographique sur la région

##### Procédure de maximisation

Une étude de sensibilité restreinte (CRUEX 1994) a permis de démontrer que les paramètres tels que la vitesse en altitude, le gradient de température et la direction du vent ont une influence importante sur les précipitations au sol d'un site donné. A ces trois paramètres, il faut encore ajouter la température au sol, le taux d'humidité entrant dans le domaine, une hauteur caractéristique du relief et le temps de stationnarité des paramètres dans une situation donnée.

Ainsi, le problème qui se pose pour la maximisation de la précipitation en un point donné peut être formulé comme suit : étant donné la non-linéarité des phénomènes atmosphériques, il doit exister une valeur de chaque paramètre qui produira un maximum si tous les autres paramètres sont maintenus constants. Dès lors, la recherche du maximum maximum de la précipitation implique un très grand nombre de simulations dans un espace multidimensionnel. L'analyse dimensionnelle permet de réduire le domaine d'exploration en regroupant les paramètres variables dans des nombres sans dimension utilisés ensuite dans l'étude de sensibilité.

Les paramètres variables peuvent être rangés dans trois catégories:

- (1) les paramètres liés aux phénomènes à grande échelle
  - la vitesse du vent géostrophique :  $\overline{V}_g$  ;
  - la direction du vent géostrophique :  $\phi_g$
  - l'humidité relative
- (2) les paramètres liés à la topographie
  - la température au sol :  $\theta_0$ ,
  - le gradient de température au sol :  $\frac{d\theta}{dz}$
  - le profil de vitesse :  $\overline{V}(z)$
  - la hauteur du relief :  $h$
- (3) les paramètres liés à l'évolution temporelle des phénomènes
  - le temps de stationnarité :  $T_s$  durant lequel les conditions de bord

des différents paramètres peuvent être maintenues.

Il apparaît a priori que la direction du vent synoptique et le temps de stationnarité ne peuvent pas être adimensionnalisés. Ils constituent donc des paramètres indépendants.

Le profil de vitesse peut être mis sous forme adimensionnelle par rapport à la vitesse géostrophique:

$$p(z) = \frac{\overline{V}(z)}{V_g}$$

Les autres variables, combinées avec l'accélération gravitationnelle, peuvent être regroupées dans le nombre de Froude :

$$Fr^2 = \frac{\overline{V}_g^2}{\frac{1}{\theta_0} \frac{d\theta}{dz} gh^2}$$

Ce nombre exprime le rapport entre les forces inertielles et les forces dues à la flottabilité (effet thermique de l'atmosphère). Finalement, à l'aide de la viscosité cinématique  $\nu$ , on peut former le nombre de Reynolds :

$$Re = \frac{\overline{V}_g h}{\nu}$$

Ce nombre exprime le rapport entre les forces d'inertie et les forces de viscosité. Pour les écoulements atmosphériques, ce nombre est très grand (de l'ordre de  $10^8$ ) et de petites variations dues à la modification de la vitesse  $V_g$  ou de la hauteur  $h$  n'ont pas d'influence sur l'écoulement.

Finalement, l'humidité relative a été maintenue comme un paramètre indépendant. Ainsi les paramètres déterminants sont :

- la direction du vent,
- le temps de stationnarité,
- le profil de vitesse adimensionnel,
- le nombre de Froude,
- l'humidité relative initiale.

Le profil de vitesse est uniquement fonction de la rugosité du sol qui a été considérée unique et constante sur le relief alpin.

Pour une direction donnée, le temps de stationnarité est déterminé par la capacité des autres paramètres déterminants à demeurer stationnaires. Ces paramètres sont l'humidité et le nombre de Froude. Pour chaque valeur du temps de stationnarité existe un couple de valeurs de Froude et d'humidité maximisant la pluie en un point donné.

Pour vérifier que le temps de stationnarité soit physiquement possible, il est nécessaire de recourir à une analyse de mesures météorologiques. Pour simplifier cette analyse, l'option retenue a été de découpler l'humidité et le nombre de Froude en admettant que, pour une situation maximisante, le taux d'humidité est de 100%, indépendamment des valeurs prises par les autres paramètres. Ce taux d'humidité correspond aux valeurs observées le 24 septembre 1993 à Milan. Avec cette hypothèse, le temps de stationnarité est associé uniquement au nombre de Froude. Lors d'événements à grande vitesse géostrophique, le terme

prépondérant dans le nombre de Froude est la vitesse. Par conséquent, le temps de stationnarité de la vitesse géostrophique est la valeur recherchée en première approximation. La procédure simplifiée utilisée pour définir la PMP de Mattmark peut se résumer comme suit:

- (1) Partant de conditions météorologiques proches de celles du 24 septembre 1993, étudier la variation de l'intensité des précipitations en fonction de la direction du vent géostrophique et du nombre de Froude.
- (2) Associer les temps de stationnarité aux valeurs possibles de la vitesse du vent géostrophique.
- (3) Associer un temps de stationnarité possible au taux d'humidité de 100 % en tenant compte de la durée de la pluie critique pour le bassin versant.
- (4) Pour ce temps de stationnarité, rechercher la valeur du nombre de Froude maximisant l'intensité de précipitation. Cette dernière est la PMP associée au temps de stationnarité retenu.

Ces différentes étapes sont développées ci-après.

#### • Sensibilité à la direction du vent et au nombre de Froude

Il est connu aujourd'hui que les précipitations abondantes au sud des Alpes sont associées à des vents venant du sud. Par conséquent, la maximisation est effectuée en étudiant la sensibilité à la direction du vent géostrophique, puis au nombre de Froude. Par souci d'efficacité la direction du vent géostrophique qui maximise la précipitation à Mattmark a été recherchée dans un premier temps.

La figure 8 montre la variation de la moyenne de précipitation sur les points de calcul appartenant au bassin versant de Mattmark ainsi que sur deux points extérieurs (coordonnées (640,90) et (645,90)). A Mattmark, les valeurs d'intensité les plus élevées se rencontrent pour les vents des secteurs N90 à N150.

Le secteur N90 n'est pas déterminant car, pour cette direction, les vents approchent la Suisse par la terre et, par conséquent, l'humidité relative pour ces situations est certainement inférieure à 100%.

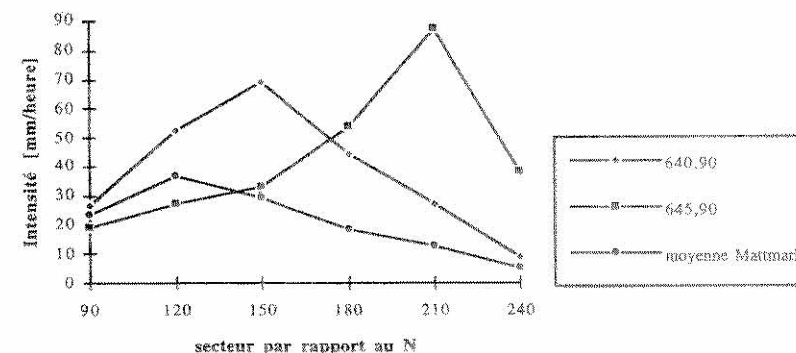


Figure 8 : Sensibilité de la précipitation à Mattmark par rapport à la direction du vent.

Les deux secteurs N120 et N150 ont été retenus pour effectuer l'analyse de sensibilité au nombre de Froude. La variation de ce nombre a été obtenue en faisant varier la vitesse géostrophique et le gradient de température. La hauteur caractéristique du relief a été fixée à  $h=2000$  m, ce qui correspond à l'altitude moyenne du massif alpin.

Les résultats sont présentés dans la figure 9. L'intensité de précipitation pour le bassin versant de Mattmark a été moyennée sur les noeuds correspondants du domaine de calcul. Il apparaît que pour une valeur du nombre de Froude plus petite que 6, la précipitation est plus forte pour N120 alors que pour des nombres de Froude plus élevés c'est la précipitation du secteur N150 qui devient plus importante. Il en résulte que le secteur maximisant est N150 et non pas N120 comme la figure 9 pourrait le laisser supposer.

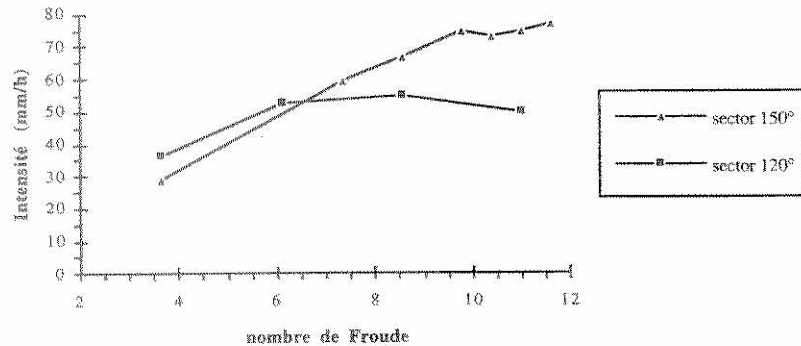


Figure 9 : Variation de la précipitation à Mattmark en fonction de la vitesse géostrophique pour les secteurs N120 et N150

#### • Analyse des vents forts

La vitesse du vent géostrophique est définie comme la vitesse du vent à une altitude suffisamment élevée pour que l'influence du relief soit négligeable. Pour la Suisse, cette altitude est d'environ 5000 m. Les mesures météorologiques de routine à cette altitude sont effectuées à la station aérologique de Payerne deux fois par jour, avec un appareillage ne permettant d'obtenir que des valeurs ponctuelles. Pour effectuer une analyse fiable des forts vents géostrophiques, il est nécessaire de disposer de vitesses moyennes et extrêmes sur une longue durée, obtenues avec une cadence d'échantillonnage de l'ordre de la seconde. Il n'est, par conséquent, pas possible d'utiliser les sondages de Payerne à cet effet. L'alternative consiste à utiliser les vitesses de vent mesurées au sol à une station du réseau ANETZ, dont la rose des vents soit représentative de celle en altitude. Des études antérieures (Ehinger et al. 1990) ont montré que la station de Chasseral est, parmi toutes les stations de montagne, la plus représentative des vents géostrophiques. Les mesures automatiques au Chasseral sont effectuées depuis 1982. Elles ont été analysées en vue

d'obtenir les, valeurs maximales de la vitesse en fonction de différents temps de stationnarité.

Le résultat de cette approche est une courbe de type I-D-F pour la vitesse du vent géostrophique. La fig. 10 montre la courbe obtenue pour le secteur N150. Les durées varient de 10 minutes à 24 heures. La courbe présente trois régions distinctes, chacune avec une pente constante : (1) entre 10 minutes et 2 heures, (2) entre 2 heures et 3 à 4 heures et, (3) entre 4 heures et 24 heures. En état actuel des travaux, il n'est pas possible d'affirmer qu'il existe une relation entre le comportement de la courbe et les échelles de temps des phénomènes météorologiques.

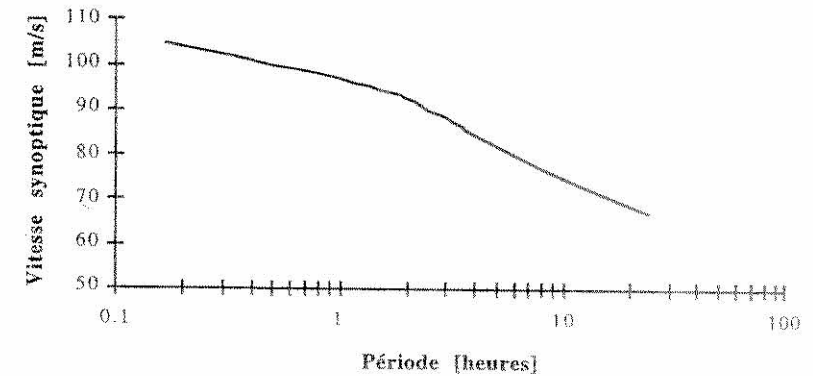


Figure 10 : Courbe de type IDF pour les vents extrêmes du Secteur N150 (sud-est) obtenue à partir des données de Chasseral.

#### • Estimation de la PMP à Mattmark

L'étude de l'intensité de précipitation en fonction de la direction du vent géostrophique et du nombre de Froude indique qu'à Mattmark, la valeur de la PMP est obtenue pour une direction de secteur N150 et un nombre de Froude correspondant à une vitesse géostrophique d'environ 90 m/s. Pour ces conditions, l'intensité de la précipitation est de 78 mm/heure.

La durée associée à cette intensité est de 3 heures environ, soit celle sur laquelle des conditions de vent de 90 m/s produisant cette précipitation, peuvent être maintenues.

Pour Mattmark, il a été évalué sous 4.1 que la durée de la pluie critique est de l'ordre de 9 heures. Cette durée devrait être considérée pour le calcul de la pluie critique, ce qui reviendrait à admettre que des masses d'air saturées à 100% puissent être advectées dans le domaine pendant 9 heures. Cela étant peu probable, une méthode a été proposée pour établir la PMP de 9 heures, elle est décrite ci-après sous 4.3.

#### 4.3 Maximisation de l'hydrogramme de crue du bassin naturel

La durée de pluie critique évaluée sous 4.1 devrait être de l'ordre de 9 à 10 heures. Toutefois, afin de s'assurer que tout le bassin versant contribue pour ces durées, une évaluation du temps de concentration du bassin versant a été entreprise. Les résultats obtenus par différentes approches, allant des formules empiriques à la simulation mathématique, montrent que le temps de concentration ne devrait pas être inférieur à 6 heures ni excéder 24 heures. Cette large fourchette accompagnée de ses incertitudes a conduit à étendre le champ d'investigation et à considérer des pluies de durées entre 1 heure à 24 heures pour la modélisation.

##### Volumes et structures temporelles des PMP

La modélisation météorologique présentée sous 4.2 a permis d'établir une intensité maximale pour Mattmark d'environ 80 mm/h pendant 3 heures. La solution proposée pour déterminer des intensités maximales sur d'autres durées consiste à utiliser l'information donnée par les courbes intensité-durée-fréquence (IDF) afin d'établir les intensités moyennes des PMP en fonction de leur durée. *Bérod (1994)* a montré que la variation des intensités de PMP en fonction de la durée était parallèle aux variations des intensités pour différents temps de retour. Cette constatation permet d'utiliser les courbes IDF calculées par *Zeller et al (1980)* à la station de Saas-Fee pour déterminer la variation des PMP. Comme montré à la figure 11, l'intensité de PMP de 70 mm/h sur 3 heures permet de fixer un point de la droite des PMP dans un graphique log-log, puis de tracer cette droite en admettant que sa pente soit la même que celle correspondant au temps de retour 500 ans. Ces valeurs de PMP peuvent ensuite être utilisées pour la construction des pluies de projet de toutes durées.

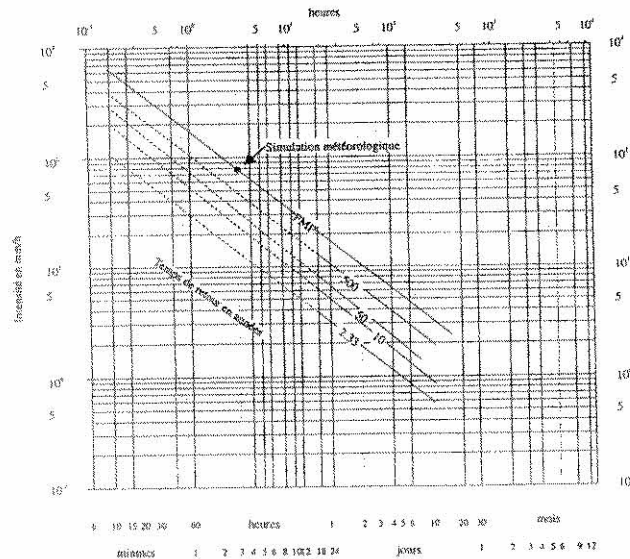


Figure 11: Construction d'une courbe PMP-durée sur la base des courbes IDF de la station de Saas-Fee (d'après Zeller et al, 1980).

La structuration des précipitations mpm, développée dans CRUEX (1992) a ensuite été utilisée pour définir les averses.

La méthode mpm repose sur une construction critique des averses, en utilisant le volume total des précipitations et leur durée pour calculer l'intensité maximale et sa position ainsi que les volumes avant et après la pointe par des régressions linéaires. Une génération aléatoire d'intensités selon une loi exponentielle permet de construire l'ensemble de l'averse. Les calculs de régressions ont été effectués sur les données de la station de Davos située au centre des Alpes. Les pas de temps retenus sont de 10 minutes pour les pluies inférieures à 12 heures et de 1 heure pour les autres.

Dans une recherche de maximisation, les pertes par infiltration ont été négligées pour le calcul d'une PMF sur Mattmark. En effet, les caractéristiques du bassin versant indiquent un fort potentiel de ruissellement (capacité de stockage de 20 mm), les deux seules incertitudes étant liées à la proportion de précipitation sous forme de neige et à l'apport du glacier. Dans le cadre d'une PMP, il est raisonnable d'admettre que toute la précipitation est liquide, ce qui a d'ailleurs été observé pour l'événement de 1993. L'apport du glacier ne peut être estimé sans investigation sérieuse, mais sa morphologie laisse augurer d'une contribution immédiate en situation de crue et d'une capacité de stockage faibles. En conséquence, il paraît raisonnable d'admettre que le coefficient de ruissellement global du bassin versant soit proche de l'unité pour les crues extrêmes.

##### Calculs d'hydrogrammes de crue

Le modèle ORAGE a été utilisé pour calculer la PMF critique du bassin versant de Mattmark, qui correspond à une durée de pluie de dix heures, comme montré à la figure 13. Cette PMF a ainsi un débit de pointe de 252 m<sup>3</sup>/s environ, soit près du double de la crue de 1993 et 1.7 fois la crue de dimensionnement de l'évacuateur du barrage, avant laminage dans le lac. Son volume atteint 321 mm, soit 11.9 mios m<sup>3</sup>/s. Il est à relever que les valeurs changent relativement peu à partir de la durée de 10 heures. Ceci est principalement dû aux intensités maximales des précipitations générées qui varient peu pour de longues durées.

#### 4.4 Calcul de rétention

Les 24 crues extrêmes calculées par ORAGE pour différentes durées de pluie, ont finalement été soumises au calcul de rétention dans la retenue de Mattmark. D'après l'estimation obtenue par la méthode de l'hydrogramme critique présentée sous 4.1, la pluie de 10 h devrait conduire à la crue sortante maximale.

Pour le calcul exact de la rétention, la relation hauteur-débit de l'évacuateur de crues a été établie pour tous les types de fonctionnement de cet ouvrage, constitué d'un déversoir suivi d'une auge et d'une galerie.

Trois types de fonctionnement peuvent se produire successivement :

- Le déversement libre
- Le déversement noyé par l'auge
- La mise en charge de la galerie aval

Pour les faibles débits, seul le déversoir contrôle le débit. La géométrie de sa crête permet de déterminer son coefficient de débit pour la charge de dimensionnement de 1 m :  $C_{d,D} = 0.451$ . Pour des débits plus importants, le niveau d'eau dans l'auge commence à influencer le débit passant par le déversoir. Un calcul couplé entre l'auge et le déversoir s'avère alors nécessaire. Le niveau d'eau dans l'auge se calcule avec les équations de continuité et de conservation de la quantité de mouvement en tenant compte de la variation spatiale des phénomènes.



Le débit peut également être contrôlé par la capacité de la galerie d'évacuation. En choisissant un  $K$  de Strickler de  $75 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$  (galerie revêtue de béton coffré), le débit de mise en charge de la partie basse de la galerie vaut  $Q_{\text{plein}} = 188 \text{ m}^3/\text{s}$ . Pour des débits supérieurs, l'endroit de la mise en charge de l'écoulement remonte le long du puits incliné et atteint l'auge pour un débit de  $227 \text{ m}^3/\text{s}$ . A partir de cette valeur, la galerie contrôle le débit, le déversoir et l'auge étant entièrement noyés. La mise bout à bout de ces trois comportements permet d'établir la relation hauteur - débit complète de l'évacuateur présentée à la figure 13.

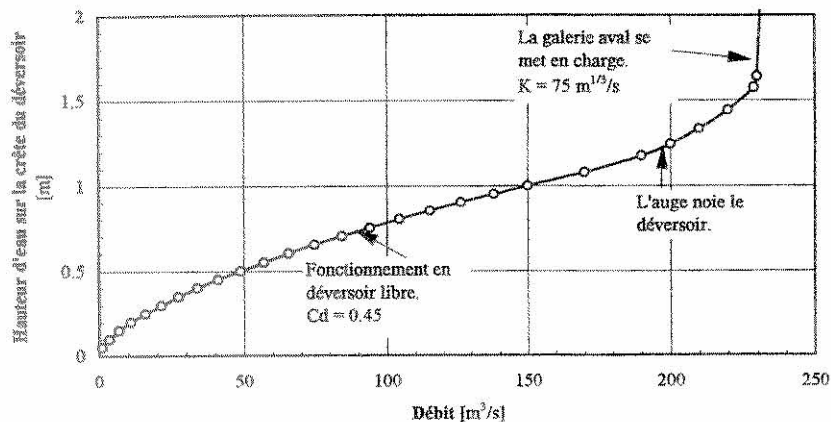


Figure 12 : Relation hauteur - débit de l'évacuateur de surface de Mattmark

Le calcul de rétention a été effectué à l'aide du logiciel RS développé au LCH (Dubois K. 1995). Le calcul demande 3 informations principales pour sa résolution : la relation hauteur - volume de la retenue, la loi de sortie et l'hydrogramme de crue.

La loi de sortie présentée à la figure 12 a été introduite point par point, tout comme les différentes crues extrêmes calculées sous 4.2. Les conditions initiales du calcul supposent la retenue pleine (2197 m s.m.). Le pas de temps du calcul est fixé à 5 min, ce qui correspond au pas de temps des résultats du modèle ORAGE.

Le maximum des hydrogrammes entrant  $Q_{e,\text{max}}$  et des hydrogrammes sortant  $Q_{s,\text{max}}$  sont représentés en fonction de la durée de la pluie à la figure 13. Le maximum absolu du débit sortant ( $205 \text{ m}^3/\text{s}$ ) est atteint pour une pluie de 16 h, alors que le maximum du débit entrant se produit pour une pluie de 10 h. Il paraît toutefois nécessaire de relativiser les valeurs absolues calculées, car le « bruit » numérique, provenant des modèles ORAGE et RS, suffit à produire une valeur de pointe légèrement supérieure aux valeurs voisines. Il est plus juste d'observer la tendance générale des 2 courbes de la figure 13 :

- le débit de pointe maximum entrant s'établit à environ  $250 \text{ m}^3/\text{s}$  pour des durées de pluie comprises entre 10 et 14 h ;
- le débit de pointe maximum sortant, légèrement supérieur à  $200 \text{ m}^3/\text{s}$ , se produit pour des durées de pluies comprises entre 10 et 24 h.

Il est intéressant de remarquer que la courbe des  $Q_{s,\text{max}}$  augmente rapidement pour les pluies de courtes durées, mais que son « maximum » est très plat. Il faut des durées de pluie supérieures à 1 jour pour qu'elle amorce une décroissance.

Globalement, le décalage temporel des maxima peut être estimé à 2 heures. Il ne dépend que de l'effet de rétention exercé par la retenue de Mattmark. Avec un déversoir plus étroit la rétention serait plus importante et le décalage serait plus marqué.

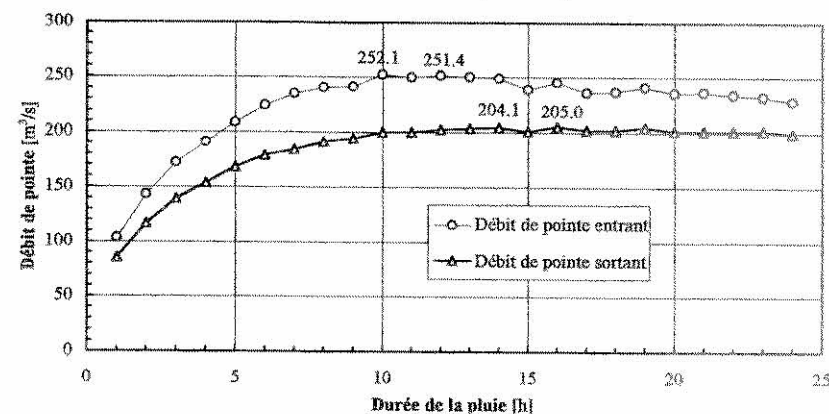


Figure 13 : Relation entre la durée de la pluie et les débits de pointe d'entrée  $Q_{e,\text{max}}$  et de sortie  $Q_{s,\text{max}}$ . Les débits d'entrée sont le résultat du modèle ORAGE. Les débits de sortie sont obtenus à l'aide de KALAMIN.

## 5. Conclusions

L'application de la méthodologie PMP-PMF a été vérifiée sur l'exemple de la retenue de Mattmark. Dans une première approche, les modèles de précipitation et de formation des crues ont été calés sur l'événement de septembre 1993, puis validés sur celui, tout aussi exceptionnel, de septembre 1994.

Sur cette base, la PMF critique de la retenue a été déterminée par maximisation de la pluie orographique et de l'hydrogramme de crue.

La maximisation de la précipitation a été effectuée en jouant sur la direction du vent et sur les conditions de vitesse et de stabilité de l'écoulement atmosphérique.

Un grand nombre d'averses de différentes durées et structures ont ensuite été générées puis introduites dans le modèle hydrologique du bassin versant. La réponse de la retenue a finalement été obtenue par un calcul de laminage des hydrogrammes simulés. Parmi tous ces hydrogrammes, celui qui conduit au débit de sortie maximal correspond à la PMF « critique ».

L'originalité et l'intérêt de la méthode reposent essentiellement sur :

- le couplage entre les phénomènes météorologiques, hydrologiques et hydrauliques,
- la prise en compte de la variation spatiale et de la structure temporelle de ces phénomènes,
- la détermination de la durée de pluie qui conduit à la PMF « critique » pour la retenue.

Les résultats obtenus montrent que la modélisation proposée est en mesure de reproduire une situation observée et que la procédure de maximisation conduit à des valeurs réalistes. Celles-ci doivent toutefois être considérées comme le résultat intermédiaire d'un développement qui appartient encore au domaine de la recherche.



## Références

- Bérod, D.D., 1994. « Contribution à l'estimation des crues rares à l'aide de méthodes déterministes - apport de la description géomorphologique pour la simulation des processus d'écoulement. » Rapport de thèse 1319, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Suisse, 194 pp.
- CRSFA, 1993, « Intempéries du Haut-Valais: les précipitations des 22-25 septembre 1993 sur le massif du Simplon ».
- CRUEX, 1992. « Deuxième rapport intermédiaire CRUEX. LCH, LASEN, HYDRAM », Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne.
- CRUEX, 1993. « Troisième rapport intermédiaire CRUEX. LCH, LASEN, HYDRAM », Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne.
- Deaves D.M., Harris R.I, 1978, « A Mathematical Model of the Structure of Strong Winds », Construction Industry Research and Information Association, Rep. 76
- Ehinger J., Hertig J.-A., Alexandrou C., Berney M., Christinat M.-O., 1990, « Analyse de l'influence de la topographie sur les conditions d'exposition des bâtiments », Klimadatentransfer - 'Transfert de données météorologiques', Rapport FN, subsidie no 20-S189.86, EPF Lausanne, LASEN
- Elektro-Watt Zuerich, 1960, « Staudamm Mattmark, Beschreibung der Hochwasserverhältnisse und der Entlastungsorgane. », Krafwerke Mattmark S.A., Projekt Januar 1960, Beilage 6.
- Essyad, K., 1995. « KALAMIN. Calcul de laminage de crues », Laboratoire de Constructions Hydrauliques, EPFL.
- Grebner, D., 1994. « Meteorologische Analyse des Unwetters von Brig und Saas Almagell vom 24. September 1993 », Eau, énergie, air, 1994, 1/2, 41 - 44.
- Hager, W., H., 1984. « A simplified rainfall-runoff model », Journal of Hydrology, Vol. 74, 151-170.
- Hager, W., H., 1985. « Analysis of non-linear rainfall-runoff process », Journal Nordic Hydrology, Vol. 16, 291-308.
- Hodel, H., 1993. « Untersuchung zur Geomorphologie, des Rauheit des stromungswiderstandes und des Fliessvorganges in Bergbaechen. » Diss. ETH Nr 9830, 289 pp.
- Townsend A.A., 1976. « The structure of turbulent shear flow », Cambridge University Press
- Verrey A., 1961. « L'aménagement hydro-électrique de Mattmark », bulletin technique de la suisse romande, No 26, Lausanne.
- Wiederkehr, B., Kloter, H., Corminboaz, M., 1994. « Hochwasser im Saastal vom September 1993 », Eau, énergie, air, 1994, 1/2, 45 - 48.
- Zeller, J., Geiger, H., Roethlisberger, G., 1980. « Starkniederschlaege des schweizerischen Alpen - und Alpenrand - gebiet », vol. 5, Valais - Tessin. Institut Fédéral de recherche Forestière (FNP), Birmensdorf.