



Environment
Canada

Environnement
Canada

Atmospheric
Environment
Service

Service
de l'environnement
atmosphérique

ISSN 0410-7926

This document is the first of
four sections of the Flood Hydrology
Guide for Canada being prepared under
the initiative of the Associate Com-
mittee on Flood Hydrology of the National
Research Council of Canada.

PRÉFACE

Cette publication est la première de
quatre sections du Guide de crue au Canada
préparée sous l'initiative du Comité as-
socié d'Hydrologie du Conseil national de
la recherche du Canada.

FLOOD HYDROLOGY GUIDE FOR CANADA; HYDROMETEOROLOGICAL DESIGN TECHNIQUES

GUIDE DE CRUE AU CANADA; TECHNIQUES

HYDROMÉTÉOROLOGIQUES CRUE DE PROJET

This document has been prepared through the partici-
pation of many people whose contri-
butions are acknowledged fully. The authors
prepared the sections of the monograph as noted below:

Environment Canada/Atmospheric En-
vironment Service
William R. Hogg
(Sections 2, 4, 5)
of the Hydrology

Editor/Rédacteur en chef
William I. Pugsley

Ministère de l'Environnement du Québec
Québec
Claude Potvin (Section 1), Van
Diem Hoang and Jean Moul
(Section 3), Michel Ferland et
Lamb (Sections 5, 6)
staff of the Direction
des inventaires et de la
recherche under Raymond Partier,
Directeur général.

Environment Canada/Division de
l'environnement atmosphérique
William R. Hogg (Sections 2, 4, 5)
of the Hydrology

Ministère de l'Environnement du Québec
Québec
Van Diem Hoang, Jean Moul (Section 3),
Michel Ferland et Léon Lamb (Sec-
tions 5, 6) et l'équipe de la Direc-
tion générale des inventaires et de
la recherche sous la direction de
le directeur général.

CL13-81

DOWNSVIEW, ONTARIO

1981

UDC 551.579.4 (710)

Price \$2.50
Prix

PREFACE

This monograph is the first of four sections of the Flood Hydrology Guide for Canada being prepared under the initiative of the Associate Committee on Hydrology of the National Research Council of Canada.

The purpose is to inform practising hydrologists, as to what data and analyses are required to obtain hydrological design statistics derived from meteorological parameters. Rather than describing techniques in great detail, the reader is encouraged to make use of the fairly extensive bibliography found at the end of the text. Where the reader lacks the training in hydrometeorology to carry out the analyses himself, appropriate contacts and offices are referenced for further assistance in this specialized field.

This monograph would not have been possible without the enthusiastic participation of two groups of people whose contributions are gratefully acknowledged. The following authors prepared sections of the monograph as noted below:

Environment Canada/Atmospheric Environment Service
William D. Hogg
(Sections 2, 4, 5) and the staff
of the Hydrometeorology Division

Ministère de l'Environnement du Québec
Claude Pesant (Section 1), Van Diem Hoang and Jean Monfet (Section 3), Michel Ferland and Paul Lamb (Sections 5, 6) and the staff of the Direction générale des inventaires et de la recherche under Raymond Perrier, Directeur-général.

PRÉFACE

Cette monographie est la première de 4 sections du Guide de crue au Canada préparée sous l'initiative du Comité Associé d'Hydrologie du Conseil national de la recherche du Canada.

Le but de la monographie est d'informer les hydrologues praticiens au sujet des données et analyses nécessaires pour l'obtention de statistiques hydrologiques dérivées des variables météorologiques en vue de la conception des projets. Au lieu d'une description détaillée des techniques, il est suggéré au lecteur de faire usage de la bibliographie élaborée qu'il trouvera à la fin du texte. Si le lecteur n'a pas la formation requise en hydrométéorologie pour effectuer lui-même ses analyses, il trouvera dans la bibliographie les coordonnées des bureaux appropriés pouvant lui procurer l'assistance technique dans ce champs spécialisé.

Cette monographie n'aurait pu être réalisée sans la participation enthousiaste des deux groupes dont les contributions sont citées ci-dessous. Les auteurs suivants ont préparé les diverses sections de la monographie comme suit:

Environnement Canada/le Service de l'environnement atmosphérique, William D. Hogg (sections 2, 4, 5) et l'équipe de la division de l'hydrométéorologie

Ministère de l'Environnement du Québec Claude Pesant (Section 1), Van Diem Hoang et Jean Monfet (Section 3), Michel Ferland et Paul Lamb (Sections 5, 6) et l'équipe de la Direction générale des inventaires et de la recherche sous Raymond Perrier, le directeur général.

The following reviewers provided valuable suggestions, criticisms and guidance:

Mr. G. Schaefer, Atmospheric Environment Service/Environnement Canada
Mr. M. Mustapha, Alberta Environment
Dr. C. Morin, Université du Québec/
INRS-eau
Mr. J. Slater, Inland Waters Directorate/Environment Canada
Mr. H. Belore, MacLaren Plansearch Inc.

Finally, the support of the parent Associate Committee for Hydrology under the chairmanship of Mr. R.K. Deeprose is acknowledged and the help from Committee members in coordinating the contents of this monograph with that of the other parts of the Flood Hydrology Guide for Canada - in particular, Prof. E. Watt, Mr. K. Lathem and Prof. C. Booy.

W.I. Pugsley (Editor)
Atmospheric Environment Service
Environment Canada
Downsview, Ontario

Les réviseurs suivants ont apporté des suggestions, des critiques et de l'orientation:

G. Schaefer, Service de l'environnement atmosphérique/Environnement Canada
M.M. Mustapha, Alberta Environment
M.G. Morin, Université du Québec /INRS-eau
M.J. Slater, direction-générale des eaux intérieures/Environnement Canada
M.H. Belore, MacLaren Plansearch Inc.

Enfin, mentionnons le support apporté par le Comité Associé d'Hydrologie par le biais de son président M.R.K. Deeprose, ainsi que l'aide des membres du Comité qui ont agencé le contenu de cette monographie avec celui des autres parties du Guide de crue au Canada particulièrement le Prof. E. Watt, M.K. Lathem et Prof. C. Booy.

Le rédacteur en chef, W.I. Pugsley
Service de l'environnement atmosphérique
Environnement Canada
Downsview, Ontario

Le rédacteur en chef, W.I. Pugsley
Service de l'environnement atmosphérique
Environnement Canada
Downsview, Ontario

CONTENTS**PREFACE****1. INTRODUCTION****2. POINT PRECIPITATION ANALYSES**

- 2.1 Uses of point rainfall data
- 2.2 The national precipitation network
- 2.3 Limitations and sources of error
- 2.4 Frequency analysis of point precipitation
- 2.5 Mapping intensity-duration-frequency statistics
- 2.6 Temporal distribution of storm rainfall

3. THE RAINFALL RUNOFF RELATIONSHIP

- 3.1 Introduction
- 3.2 The rational method
- 3.3 Conventional rainfall-runoff relationships
- 3.4 Runoff produced by rain and snowmelt
- 3.5 General deterministic hydrological models

4. AREAL PRECIPITATION ANALYSIS

- 4.1 Introduction
- 4.2 Methods of areal precipitation determination
- 4.3 Radar measurements of precipitation
- 4.4 Storm rainfall in Canada

5. PROBABLE MAXIMUM PRECIPITATION

- 5.1 Introduction
- 5.2 Definition
- 5.3 Storm maximization
- 5.4 Analysis of historical storms
- 5.5 Rainfall transposition
- 5.6 Geographical corrections and seasonal variations of PMP
- 5.7 Moisture maximization
- 5.8 Orographic influences

TABLE DES MATIERES**PREFACE**

i

1. INTRODUCTION

1

2. ANALYSE DES PRECIPITATIONS PONCTUELLES

3

- 2.1 Applications des données de pluies ponctuelles
- 2.2 Réseau national de mesure des précipitations
- 2.3 Limites et sources d'erreur
- 2.4 Analyse de fréquence des données de précipitations ponctuelles
- 2.5 Etablissement de cartes intensité-durée-fréquence
- 2.6 Distribution temporelle des pluies de tempêtes

3. METHODES HYDROPLUVIOMETRIQUES

34

- 3.1 Introduction
- 3.2 La méthode rationnelle
- 3.3 Les méthodes hydropluviométriques conventionnelles
- 3.4 Le débit produit par la pluie et la fonte de la neige
- 3.5 Les modèles hydrologiques de type déterministe

4. ANALYSE SPATIALE DE LA PRECIPITATION

50

- 4.1 Introduction
- 4.2 Méthodes de détermination spatiale de la précipitation
- 4.3 Mesure de la précipitation par radar
- 4.4 Pluies de tempêtes au Canada

5. PRECIPITATION MAXIMALE PROBABLE

64

- 5.1 Introduction
- 5.2 Définition
- 5.3 Maximisation des tempêtes
- 5.4 Analyse des tempêtes antérieures
- 5.5 Transposition de la pluie
- 5.6 Corrections pour les effets géographiques et variations saisonnières de la PMP
- 5.7 Maximisation de l'humidité
- 5.8 Influences orographiques

5.9 Statistical estimates of PMP	5.9 Estimation statistique de la PMP
5.10 Canadian PMP studies	5.10 Etudes canadiennes de la PMP
6. SNOW ACCUMULATION AND MELT	6. ACCUMULATION ET FONTE DE LA NEIGE
6.1 Maximum probable snow accumulation	6.1 Accumulation maximale probable de la neige
6.2 Snowmelt equations	6.2 Equations de fonte de la neige
6.3 Critical conditions for maximum probable runoff during melt periods	6.3 Conditions météorologiques critiques pour l'évaluation du ruissellement maximal probable en période de fonte
REFERENCES	REFERENCES
APPENDIX	ANNEXE
How to get climate information	Comment obtenir des renseignements climatologiques
LIST OF FIGURES	LISTE DE FIGURES
2.1 Depth-area or area reduction curves	2.1 Courbes hauteur-superficie ou courbes d'abattement
2.2 Network of precipitation amount reporting stations	2.2 Réseau climatologique des précipitations
2.3 Sample of AES intensity-duration-frequency curves	2.3 Exemple de courbes intensité-durée-fréquence du SEA
2.4 Map of 6 hour return period data for Quebec	2.4 Carte de données pour une durée de 6 heures au Québec
2.5 1 hour storm rain distribution - Regina	2.5 Répartition de la pluie lors de tempêtes d'une heure - Regina
2.6 12 hour storm rain distribution - Vancouver	2.6 Répartition de la pluie lors de tempêtes de 12 heures - Vancouver
2.7 12 hour storm rain distribution - B.C. coast, Canadian east coast, Prairies, Southern Ontario	2.7 Répartition de la pluie lors de tempêtes de 12 heures sur la côte Ouest, sur la côte Est, dans les Prairies, dans le sud de l'Ontario
3.1 Diagram of the functioning of a general deterministic model	3.1 Schéma de fonctionnement d'un modèle de type déterministe
4.1 Thiessen polygon method	4.1 Méthode des polygones de Thiessen
4.2 Hypsometric method	4.2 Méthode hypsométrique
4.3 Storm Rainfall in Canada - surface weather map (ONT-10-54)	4.3 Pluies orageuses au Canada - cartes du temps en surface (ONT-10-54)

1. INTRODUCTION

- 4.4 Mass curves of rainfall (ONT-10-54)
4.5 Isohyetal chart (ONT-10-54)
4.6 Maximum depth-area curves (ONT-10-54)
5.1 Stikine basin cross-sections for application of WMO (1973) orographic model

LIST OF TABLES

- 2.1 K factors
2.2 Sample of an AES intensity-duration-frequency table
2.3 Ratios of cold season to annual return period rainfall amounts
2.4 Fredericton, N.B. 50 year return period rain and rain plus snowmelt values for durations of 1 to 10 days
2.5 One hour rain events and their 5 day antecedent rainfall - Regina
2.6 12 hour rain events and their 5 day antecedent rainfall - Vancouver
3.1 Summary table of the hydrological models

1. INTRODUCTION

- 4.4 Courbes des valeurs cumulées des chutes de pluie (ONT-10-54)
4.5 Carte d'isohyètes (ONT-10-54)
4.6 Courbes superficie-hauteur maximale (ONT-10-54)
5.1 Coupe verticale du bassin de la Stikine servant au modèle orographique de WMO (1973)

LISTE DE TABLEAUX

- 2.1 Facteurs K
2.2 Exemple d'un tableau du SEA sur l'intensité, la durée et la fréquence
2.3 Rapports des périodes de récurrence entre les hauteurs de précipitation durant la saison froide et les hauteurs annuelles
2.4 Valeurs de la pluie et de la pluie plus la neige fondu pour des durées de 1 à 10 jours pour une période de retour de 50 ans à Frédéricton, N.B.
2.5 Pluie d'une heure et pluies durant les 5 jours précédents - Regina
2.6 Pluies de douze heures et pluies durant les 5 jours précédents - Vancouver
3.1 Tableau du résumé des modèles hydrologiques

and spatial distribution of point precipitation are outlined in this monograph, including a description of the data base which will allow the conversion of rainfall volume to runoff. Several methods of conversion are discussed briefly. Another section of the monograph deals with probable maximum precipitation (PMP), a method frequently used in design. Finally, snow accumulation and melt are discussed. Under Canadian conditions, "salt" constitutes a major

source of possible salt contamination of surface waters. This is studied in this monograph. On one hand, the data base can permit the composition of volumes of pluvial runoff using various methods of composition which are discussed briefly. On the other hand, the monograph standardizes PMP, a method frequently utilized under the name "design". Finally, the accumulation and the融雪of snow are discussed. In Canada, the融雪of snow is an important

1. INTRODUCTION

1. INTRODUCTION

- C. Pesant -

Man has always known the relationships between the various components of the hydrological cycle. The rising of water in a river is the direct result of a heavy rainfall or of a critical snowmelt flowing off a basin. Despite this, it was only at the beginning of the twentieth century that simple empirical relationships based on hydrometeorological concepts provided an insight into the link between rainfall and runoff. Scientific developments and the appearance of computers in the sixties have led to wide use of more sophisticated hydrometeorological methods and in particular, to deterministic hydrological models for computing design floods.

Water resources management is often accompanied by changes in the hydraulic network and construction of structures. Whatever the nature of the problem, the manager has to estimate the flood to design a spillway, walls and dikes. The ideal solution is to carry out a statistical study on a long series of hydrometric data for the location that one wishes to manage. As sufficient data are not always available, one has to resort to regional estimation of streamflow or to hydrometeorological methods.

Methods of time series analysis and spatial distribution of point precipitation are outlined in this monograph, including a description of the data base which will allow the conversion of rainfall volume to runoff. Several methods of conversion are discussed briefly. Another section of the monograph deals with probable maximum precipitation (PMP), a method frequently used in design. Finally, snow accumulation and melt are discussed. Under Canadian conditions, melt constitutes a major

L'homme reconnaît depuis toujours un lien étroit entre les différentes composantes du cycle hydrologique. Le gonflement d'un cours d'eau est la conséquence certaine d'une pluie abondante ou d'une fonte de neige importante sur un bassin versant. Malgré tout cela, ce n'est qu'au début du XXe siècle que des relations empiriques simples, dites méthodes hydrométéorologiques, ont permis de relier la pluie et le débit. Le développement scientifique et l'apparition des ordinateurs dans les années 60 ont accru l'utilisation extensive de méthodes hydrométéorologiques plus sophistiquées et de modèles hydrologiques déterministes pour le calcul de la crue de projet.

L'aménagement des ressources en eau signifie bien souvent des modifications au réseau hydraulique et l'érection de structures. Quelle que soit la nature du problème, l'aménagiste doit estimer la crue qui permet de dimensionner les déversoirs, murs, digues, etc.... La solution idéale consiste à effectuer une étude statistique directe sur une longue série de données hydrométriques à l'en droit qu'on projette d'aménager. Ces données ne sont évidemment pas toujours disponibles, on doit recourir à des méthodes régionales d'estimation des débits ou à des méthodes hydrométéorologiques.

L'analyse ponctuelle et la répartition spatiale des précipitations sont étudiées dans cette monographie. Ce sont les données de base qui permettront la transposition du volume de pluie en débit. Quelques méthodes de transposition sont discutées brièvement. Une autre partie de la monographie s'attardera à la précipitation maximale probable (PMP), méthode fréquemment utilisée dans le "design". Finalement, l'accumulation et la fonte de neige sont discutées. Au Canada, la fonte de la neige constitue une source importante de ruissellement

source of runoff and often results in very high discharges.

et occasionne souvent des débits très élevés.

2. POINT RAINFALL ANALYSES

2. ANALYSE DES PRÉCIPITATIONS PONCTUELLES

- W.D. Hogg/P.Y.T. Louie -

2.1 Uses of Point Rainfall Data and Statistics

In the absence of adequate streamflow information, the hydrological design engineer frequently turns to rainfall data to aid in the synthesis of peak flows. Rainfall records are frequently of longer duration and for more numerous locations than streamflow records. Although precipitation gauge records may not be representative of precipitation over large areas, the general characteristics of precipitation are quite conservative in space, and vary smoothly. Thus, parameters like frequency of precipitation above a given value, can be transposed or interpolated to areas with no data.

In non-mountainous areas, data from a single gauge are commonly taken as representative of the rainfall over small basins up to 25 km^2 (WMO 1974, 5.2.6.2) in area. As noted above, this does not mean that a gauge must be located within the basin to be useful, merely that the rain can be assumed to fall evenly over the entire basin. For areas greater than 25 km^2 , the areal average rainfall must be decreased to account for the decrease in rainfall intensity away from the storm centre. This is done using depth-area or area-reduction curves such as the ones shown in Figure 2.1 taken from WMO (1974). The size of the relevant meteorological phenomenon varies with the significant duration of rainfall at a point, hence the large differences between curves for different durations. For areas greater than 1000 km^2 , areal analysis of historical

2.1 Applications des données de pluies ponctuelles

Lorsqu'il ne possède pas de renseignements adéquats sur le débit, l'ingénieur hydrologue a souvent recours aux données pluviométriques pour établir les débits de pointe. Les relevés pluviométriques sont souvent échelonnés sur une période de temps beaucoup plus longue que les relevés sur les débits et sont faits à des endroits beaucoup plus nombreux. Dans le cas de grandes régions, les données pluviométriques ne sont peut-être pas représentatives de la précipitation sur un grande territoire, mais il est prouvé que les caractéristiques générales des précipitations varient peu dans l'espace. Donc, des paramètres comme la fréquence des précipitations dépassant une valeur donnée peuvent être transposés ou appliqués par interpolation à des régions pour lesquelles on ne possède pas de données.

Dans un territoire non-montagneux de petits bassins ayant jusqu'à 25 km^2 de superficie (WMO 1974, 5.2.6.2), on considère souvent les données provenant d'un seul pluviomètre comme représentatives des précipitations tombant sur tout le bassin. Comme on l'a mentionné plus haut, cela ne signifie pas qu'un pluviomètre doit être situé dans le bassin pour être utile; il suffit de supposer que la pluie tombe uniformément sur tout le bassin. Pour les régions de plus de 25 km^2 , on réduit des précipitations déjà calculées afin de tenir compte de l'intensité décroissante des précipitations aux endroits éloignés du centre de l'orage. A cette fin, on trace des courbes hauteur-superficie ou superficie-diminution comme celles qui apparaissent dans la figure 2.1 et qui ont été fournies par WMO (1974). L'importance du phénomène météorologique pertinent varie selon la durée des précipitations à un endroit donné, de là les grandes différences entre les

very high discharge.

- J.T.Y. Teng, D.W. -

Application des courbes de pointe
de précipitation

2.1. Use of point rainfall area
scattering

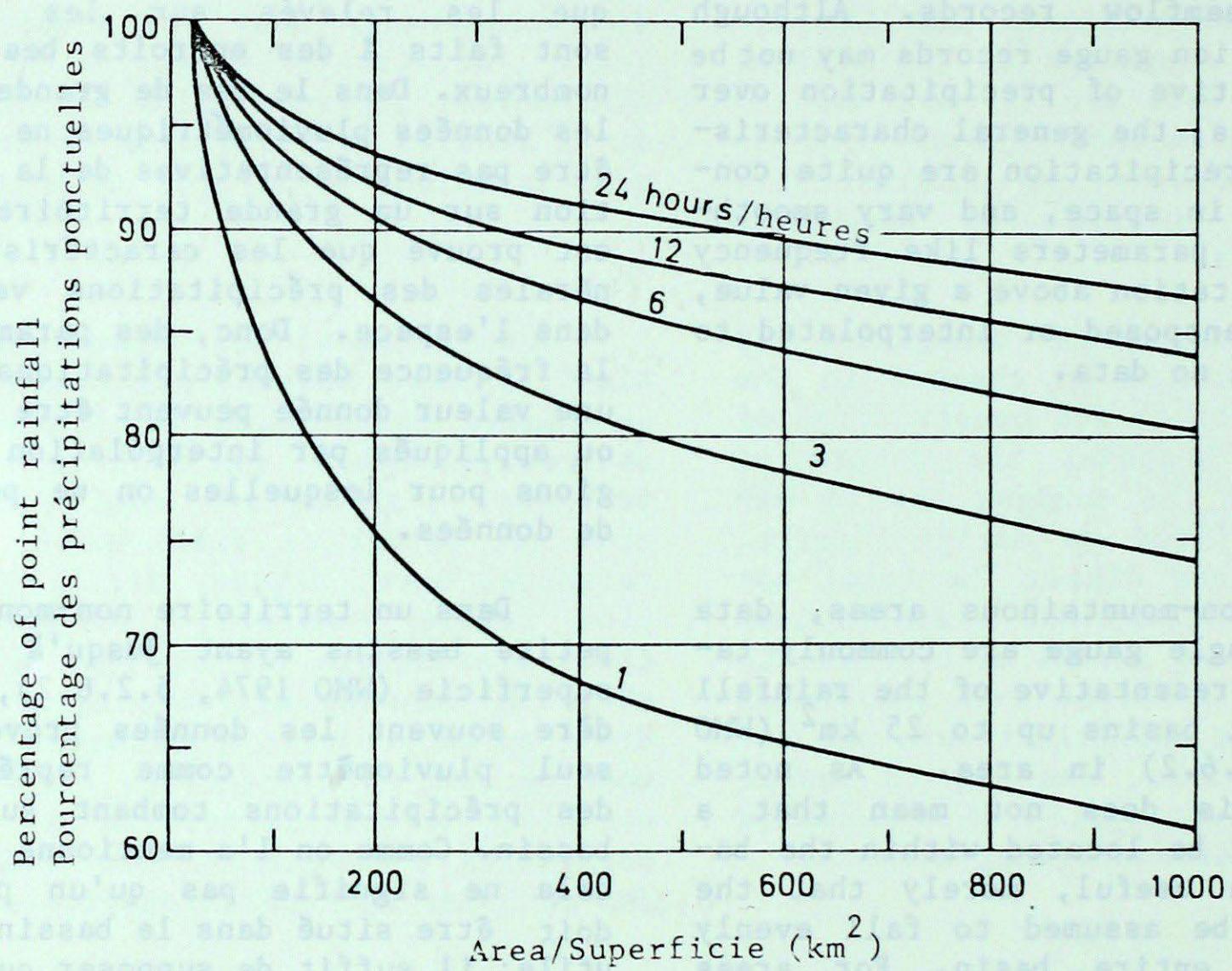


Figure 2.1 - Depth-area, or area-reduction curves (WMO, 1974)

- Courbes hauteur-superficie ou courbes d'abattement (WMO, 1974)

storm precipitation should be considered as discussed in section 4 of this monograph.

The frequency of occurrence of high flows of various magnitudes is usually required for the design of hydrological structures. To obtain this information from rainfall data the assumption commonly made is that rainfall of a given frequency produces streamflow of the same frequency. This is a fairly gross assumption when the variability of antecedent moisture conditions and time distribution of rainfall events are considered. Nevertheless, the use of rainfall data, "which can be generalized regionally, often gives more reliability to estimates of high flows than regional generalization and extrapolation of stream flow data, alone". (WMO, 1974, 5.5.1)

2.2 The National Precipitation Network

The first official meteorological observations in Canada were taken at the Toronto Magnetic observatory on Christmas Day, 1839. By 1980, the number of stations taking precipitation measurements for the Atmospheric Environment Service (AES) had risen to 2,462. As shown by the map in Figure 2.2, stations are concentrated in areas of high population density. Ordinary climatological stations, which form the bulk of this network, take daily or twice daily readings of precipitation amount. The 504 tipping bucket recording rain gauges and 131 Fischer and Porter long duration recording precipitation gauges form subsets of the AES precipitation network. Hourly rain and daily maximum rainfall intensities for selected durations between five minutes and twenty-four hours are archived from

courbes correspondant à diverses durées. Pour les régions de plus de 1000 km^2 , on devrait songer à faire l'analyse spatiale des tempêtes antérieures comme l'indique la section 4 de la présente monographie.

On doit généralement connaître la fréquence à laquelle se présentent les débits élevés de diverses amplitudes pour concevoir des ouvrages hydrauliques. Pour obtenir ces renseignements à partir des données pluviométriques, on suppose généralement que des précipitations d'une fréquence donnée produisent des débits de même fréquence. Il s'agit là d'une hypothèse très grossière lorsqu'on considère la variabilité des conditions antérieures d'humidité et la distribution chronologique des précipitations. Néanmoins, l'utilisation des données pluviométriques qui peuvent être extrapolées à l'échelle régionale rend plus fiables les estimations de débits élevés que les seules généralisation et extrapolation régionales de données sur les débits d'eau (WMO, 1974, 5.5.1).

2.2 Réseau national de mesure des précipitations

Au Canada, les premières observations météorologiques ont été faites au "Toronto Magnetic Observatory" le 25 décembre 1839. En 1980, le nombre de stations recueillant des données pluviométriques pour le Service de l'environnement atmosphérique (SEA) s'élève à 2462. Comme l'indique la carte 2.2, ces stations sont concentrées dans les régions à forte densité démographique. Aux stations climatologiques, formant la plus grande partie de ce réseau, les relevés pluviométriques sont faits une ou deux fois par jour. Les 504 pluviomètres-enregistreurs à auget basculeur et les 131 pluviomètres-enregistreurs de longue durée "Fischer et Porter" forment des sous-ensembles du réseau de mesure des précipitations du SEA. L'intensité des précipitations horaires et quotidiennes maximales pour des périodes données variant de cinq minutes à vingt-quatre heures est mesurée et enre-

Figure 2.2 Network of Precipitation Amount Reporting Stations
Réseau climatologique des précipitations

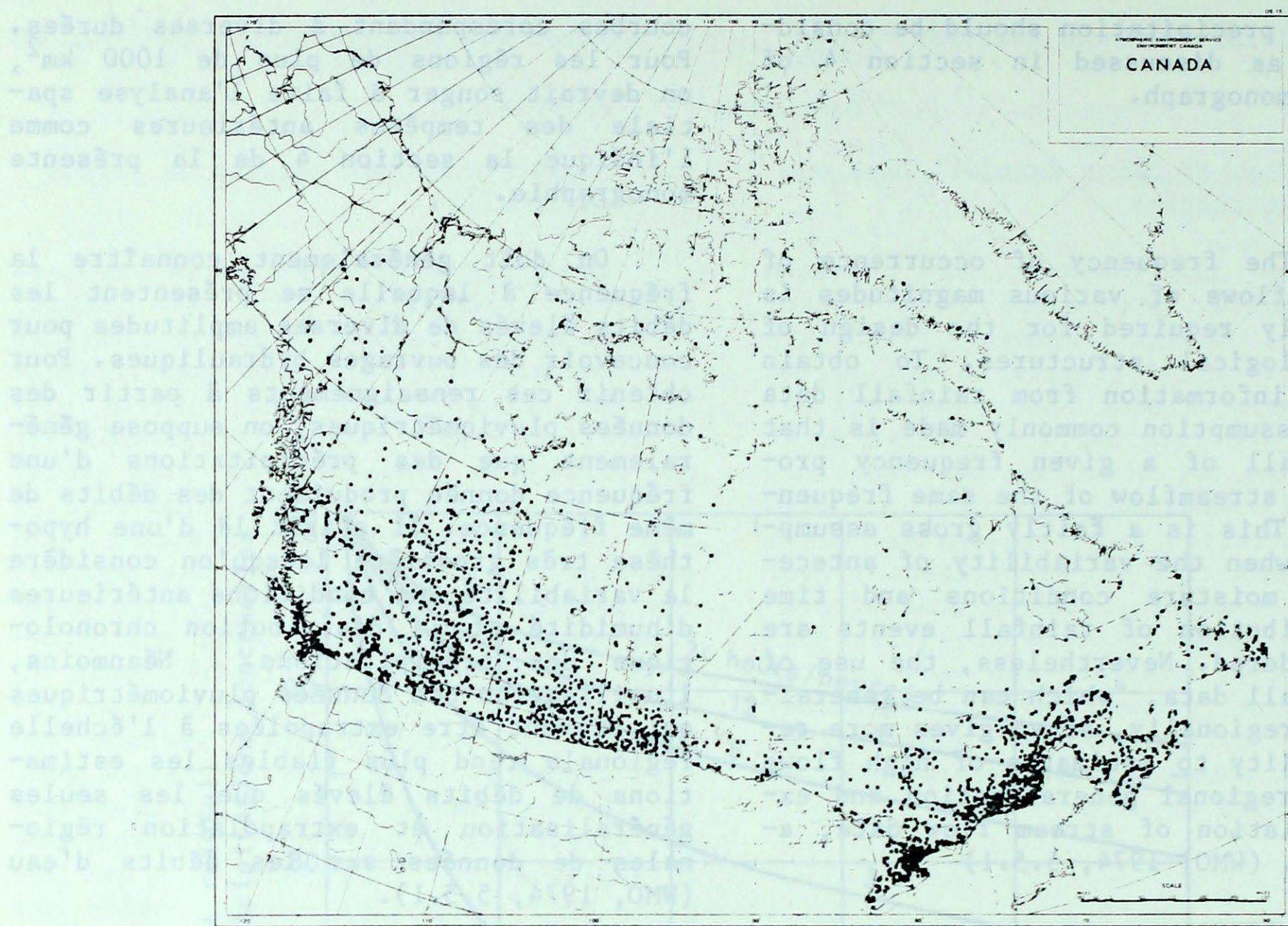
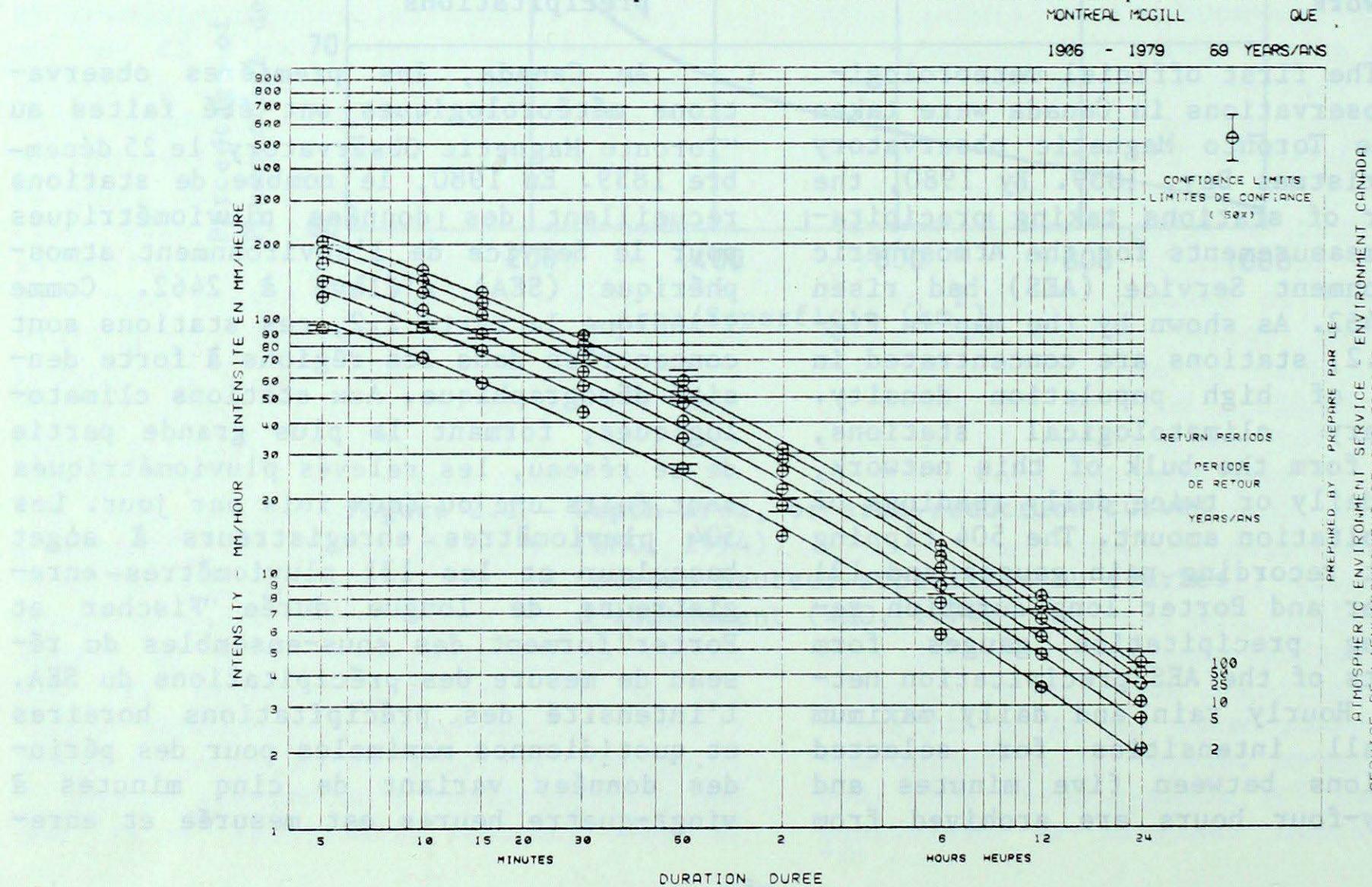


Figure 2.3 Sample of AES Intensity-Duration-Frequency Curves
Exemple de courbes intensité-durée-fréquence du SEA



the tipping bucket network. Fifteen minute precipitation amounts are archived from the Fischer and Porter gauges which are generally located at remote sites. National and regional maps showing names and locations of climate stations are available from AES.

Remote sensing plays an ever increasing role in AES meteorological data collection. AES operates ten weather radars across the country. Quantitative measurements are made and recorded at six of these sites. Five more semiquantitative radars will be operating in southern Saskatchewan, southern Manitoba and Northern Ontario by 1982. AES also has real-time access to digital imagery from both geostationary and polar orbiting satellites launched by the U.S.A., but digital satellite data are not yet regularly saved within AES due mainly to data volumes. The feasibility of combining radar and satellite data to measure precipitation and monitor severe weather is being actively examined.

Climate information is available in publications or as copies of the archive, usually in computer compatible format. The actual archived data in computer compatible form are available to users within approximately 8-12 weeks of the end of the month of interest. A program to implement "on line" access to the archive is in the planning stage. Data sources, including examples, are much more fully described in "A Catalogue of Climatic Data Sources of the Atmospheric Environment Service".

Regional and national points of contact and addresses for the acquisition of AES publications, data, and

gistrée par le réseau de pluviomètres à auget basculeur. Les hauteurs des précipitations de quinze minutes sont enregistrées par le réseau de pluviomètres Fischer et Porter généralement situés à des endroits isolés. On peut obtenir du SEA des cartes nationales et régionales montrant l'emplacement des stations climatologiques.

La télédétection joue un rôle de plus en plus important dans la cueillette de données météorologiques par le SEA. Celui-ci exploite dix radars météorologiques à travers le pays. Des mesures quantitatives sont faites et enregistrées par six de ces radars. En 1982, cinq autres radars semi-quantitatifs seront en service dans le sud de la Saskatchewan, le sud du Manitoba et le nord de l'Ontario. Le SEA a également accès directement aux données numériques provenant des satellites géostationnaires et polaires lancés par les Etats-Unis. Cependant, le SEA ne conserve pas systématiquement ces données en raison de leur grand volume. A l'heure actuelle, on étudie très sérieusement la possibilité d'utiliser à la fois des données provenant de satellites et de radars pour mesurer les précipitations et prévoir les mauvaises conditions climatiques.

On peut se procurer des renseignements climatologiques sous forme de publications ou de relevés dont le format se prête généralement au traitement informatique. Les données enregistrées sous cette forme sont actuellement disponibles aux usagers 8 à 12 semaines après la fin du mois qui les intéresse. Un programme permettant l'accès direct aux archives est en cours de planification. Les sources de données, accompagnées de quelques exemples, sont beaucoup mieux décrites dans le catalogue sur les sources de données climatologiques publié par le SEA.

L'annexe donne une liste des endroits où l'on peut se procurer les publications, données et renseignements

Figure 2.2: Network of Precipitation Gauge Reporting Stations Réseau climatologique des précipitations

information are contained in the Appendix.

2.3 Limitations and Sources of Error

There are uncertainties in the measurement of any physical parameter. Measurements of precipitation in particular, have numerous uncertainties despite the long history of such measurements. Sources of errors associated with precipitation measurement include observer errors, instrument failures, improper maintenance of instruments, inherent deficiencies in instrument design, the interaction of the measuring process with other environmental factors, site exposure and location. Observer errors in reading the instrument or recording the data, instrument failure such as gauge leakages and improper maintenance, such as an out of level gauge, are random errors which can have a large magnitude range and are difficult to quantify. However, these errors can be minimized by standardizing observation procedures and inspection programs. Proper quality control of data and intercomparisons with nearby stations also help to identify the errors from these sources.

Errors which are inherent in the instrument design include water loss as a result of adhesion on the gauge surfaces, evaporation between the end of precipitation and the time of measurement, splashing out from the gauge and water gained as a result of splashing into the gauge. These errors are systematic and since they result in both underestimate and overestimate biases, there is some cancellation. Most guages are now designed to minimize these errors. Consequently, their magnitude is relatively small and the result is usually less than a two percent un-

provenant du SEA.

2.3 Limites et sources d'erreur

La mesure de tout paramètre physique comprend des incertitudes. C'est particulièrement le cas des mesures pluviométriques qui en comptent plusieurs en dépit de leur longue existence. Les inexactitudes qui se glissent dans la mesure des précipitations proviennent des erreurs des observateurs, des déficiences des instruments, du mauvais entretien des instruments, des déficiences inhérentes à la conception des instruments, de l'interaction du mode de mesure et d'autres facteurs environnementaux, de l'exposition de l'emplacement et de l'emplacement lui-même. Les erreurs de lecture ou d'enregistrement des données, les déficiences et le mauvais entretien des instruments, tels les fuites ou les déplacements des pluviomètres sont des erreurs aléatoires qui n'ont pas toutes la même importance et qui sont difficiles à quantifier. On peut cependant les réduire au minimum en normalisant les méthodes d'observation et les programmes de vérification. Une vérification convenable de la qualité des données et des comparaisons avec des stations voisines contribuent également à identifier les erreurs provenant de ces sources.

La diminution et l'augmentation de la quantité d'eau mesurée sont des erreurs inhérentes à la conception des instruments ou dues à l'adhérence aux parois du pluviomètre, l'évaporation entre la fin des précipitations et le moment de la mesure, l'éclaboussement vers l'extérieur ou vers l'intérieur du pluviomètre. Il s'agit là d'erreurs systématiques qui entraînent à tour de rôle des surestimations et des sous-estimations; elles en arrivent presque à s'annuler mutuellement. La plupart des pluviomètres sont maintenant conçus de manière à réduire ces erreurs au minimum. Celles-ci ont donc une importance relativement faible

derestimate bias in total.

et n'entraînent généralement qu'une sous-estimation globale inférieure à deux pour cent.

The major error in precipitation measurement is caused by wind. Since a precipitation gauge acts as an obstacle to the flow of wind over the ground surface causing turbulence and eddies, falling precipitation tends to be carried past, rather than fall into, the gauge thus resulting in an underestimate bias. The magnitude of this bias depends on the wind speed, and the height, size and shape of a particular gauge, but underestimates of 5 - 15% can be generally expected (Neff, 1977). Because there is no international standard for gauge parameters, the comparison and analysis of rainfall data across international borders must be done with caution. Differences amongst various national gauges have been found to range from five to fifteen percent. Even within one country, different rain gauges are used. In Canada, daily rainfall measurements are made with the "standard" gauge while rainfall rates are measured with the larger tipping bucket gauge. To reconcile any differences between tipping bucket gauge measurements with those of the standard gauge, a correction factor is applied to the tipping bucket values, calculated from the ratio of the daily standard rain gauge total over the uncorrected daily tipping bucket gauge total. This ratio may vary from 0.5 to 1.5. When applied to the tipping bucket values over a day, the correction ensures that this total will be consistent with the standard gauge total for that day.

The exposure and location of a precipitation gauge site affect not only the precision of the point measurement but more importantly, the

En pluviométrie, la principale erreur est due au vent. Le pluviomètre faisant obstacle au passage du vent au-dessus du sol, il en résulte des turbulences et tourbillons et les précipitations ont tendance à tomber au-delà plutôt qu'à l'intérieur du pluviomètre; cela provoque donc une sous-estimation. La marge d'erreur dépend de la vitesse du vent et de la hauteur, grosseur et forme du pluviomètre, mais les sous-estimations varient généralement de 5% à 15% (Neff, 1977). Etant donné qu'il n'existe aucune norme internationale sur les paramètres des pluviomètres, les comparaisons et analyses des données pluviométriques de chaque côté des frontières internationales doivent être faites avec circonspection. On a découvert des différences de 5% à 15% entre divers pluviomètres nationaux. On utilise divers genres de pluviomètres à l'intérieur d'un même pays. Au Canada, les relevés pluviométriques quotidiens sont faits à l'aide de pluviomètres ordinaires et les taux de précipitation sont mesurés à l'aide de plus grands pluviomètres à auget basculeur. Pour annuler les différences entre les mesures des pluviomètres à auget basculeur et celles des pluviomètres ordinaires, on applique un facteur de correction aux valeurs relevées par les premiers, calculé à partir du rapport entre le total quotidien relevé par les pluviomètres ordinaires et le total quotidien erroné relevé par les pluviomètres à auget basculeur. Ce rapport peut varier de 0.5 à 1.5 lorsque appliqué aux relevés quotidiens des pluviomètres à auget basculeur.

L'exposition et l'emplacement du pluviomètre influencent non seulement la précision de la mesure ponctuelle mais également, ce qui est plus important, la

representativity of the point measurement over an area. The cover characteristics and local topographic features of a site influence the wind regime which in turn affects the catch efficiency of a precipitation gauge. On a larger scale, the precipitation process itself is influenced by such physiographic parameters as the elevation, slope and aspect of a site location, relative to the region of interest. The combination of site exposure and representative site location factors must therefore be considered when determining the precision and extrapolation limits of point precipitation values.

The above discussion on error sources pertains particularly to rainfall measurements. However, most of these error sources also affect snowfall measurements. In fact, the special characteristics of snowfall accentuate the effect of some of these errors as well as create errors unique only to snow. Site exposure and wind are problems which are accentuated because of the relative lightness of snowflakes, making them more vulnerable than rain to wind effects. In addition, snow gauges are of necessity maintained at higher heights above ground level where wind effects are more pronounced. Consequently, snow gauges are usually shielded to reduce the effects of wind although there is no standard shield design. As a result, different gauge-shield combinations have different catch efficiencies and comparisons of various gauge-shield combinations under identical site exposure conditions have found measurement differences of up to 300 percent. The measurement of snowfall depth by ruler is still widely practised because of its simplicity. Snowfall depth values are in fact of little use until they are converted into estimates of water equivalent. This conversion is usually accom-

représentativité de la mesure ponctuelle par rapport à une région donnée. Le couvert et les particularités topographiques locales d'un emplacement influencent la vitesse du vent ce qui agit sur l'efficacité de prise du pluviomètre. Sur une plus grande échelle, les précipitations elles-mêmes sont influencées par des paramètres physiographiques tels l'altitude, la pente et l'aspect de l'emplacement qui sont fonction de la région étudiée. Par conséquent, lorsqu'on détermine la précision et les limites d'extrapolation des valeurs des précipitations ponctuelles, on doit toujours considérer à la fois l'exposition et la représentativité de l'emplacement.

Jusqu'ici, on a étudié les sources d'erreur par rapport aux données pluviométriques. Cependant, la plupart d'entre elles faussent également les relevés nivométriques. En fait, les caractéristiques spéciales de la neige accentuent les effets de certaines de ces erreurs et engendrent des erreurs propres à la nivométrie. L'exposition de l'emplacement et le vent sont des problèmes encore plus grands en nivométrie étant donné la relative légèreté des flocons de neige qui les rend plus vulnérables que la pluie aux effets du vent. En outre, les nivomètres sont nécessairement placés plus haut au-dessus du niveau du sol que les pluviomètres, où les effets du vent sont plus prononcés. Par conséquent, les nivomètres sont généralement munis d'un écran protecteur destiné à réduire ces effets mais il n'existe cependant pas d'écran standard. L'efficacité de prise varie donc selon les combinaisons nivomètre-écran et les comparaisons entre les relevés de divers instruments de ce genre ayant la même exposition ont démontré des différences allant jusqu'à 300%. On mesure encore très souvent l'épaisseur de neige fraîche à l'aide d'une règle, vu la simplicité de cette méthode. Pour être utiles, ces mesures doivent être converties pour donner l'équivalent en eau de la neige. On fait généralement cette conversion en supposant que la neige a une

lished by assuming a mean snow density of 100 kg m^{-3} . The error in using ruler estimates of snow water equivalent thus depends on the magnitude of the deviation of the true snow density from 100 kg m^{-3} . Actual snow density has been observed to range from 50 to 200 kg m^{-3} , thus, significantly large errors are possible. The subjectivity, in obtaining representative depth measurements also makes the correction of ruler estimate of water equivalent for density variations very difficult.

In summary, the instrumentation and standard measuring techniques for point rainfall and snowfall are simple but the interpretation of these measurements is not. Numerous uncertainties associated with these measurements generally result in an underestimate of the true precipitation at a point. The uncertainties associated with snowfall measurements are more complex and of much greater magnitude than those for rainfall. Unlike the measurement of other physical parameters where a primary standard is available for the calibration of instruments or measuring techniques, no such standard exists for precipitation measurements. All precipitation measurements are therefore necessarily relative and they are at best precise in a relative sense rather than absolutely accurate.

2.4 Frequency Analysis of Point Precipitation

2.4.1 AES Analysis Method

Most problems in hydrology require the expression of the past record of events in terms of probabilities of occurrence. The frequency of occurrence of rainfall of various magnitudes is important in soil erosion assessment, in the design of storm sewers and small water-control

densité moyenne de 100 kg m^{-3} . L'erreur résultant de l'utilisation de cette méthode est liée à l'écart entre la densité réelle de la neige et la moyenne de 100 kg m^{-3} . Selon certaines observations, cette densité réelle varie de 50 à 200 kg m^{-3} ; de là la possibilité d'erreurs importantes. La subjectivité qui entre en ligne de compte lorsqu'on cherche à obtenir des mesures d'épaisseur représentatives rend également très difficile la correction des estimations d'équivalent en eau obtenues à l'aide d'une règle pour diverses densités.

En somme, l'instrumentation et les techniques standard permettant de mesurer les précipitations ponctuelles et les chutes de neige sont simples, mais l'interprétation de ces mesures ne l'est pas. Les nombreuses incertitudes reliées à ces mesures entraînent généralement une sous-estimation des précipitations réelles en un point donné. Les incertitudes liées aux mesures des chutes de neige sont plus complexes et beaucoup plus importantes que dans le cas des précipitations liquides. Lorsqu'il s'agit d'évaluer d'autres paramètres physiques, on dispose normalement d'une norme permettant de calibrer les instruments et les techniques de mesure, ce qui n'est pas le cas en matière de précipitations. Toutes les mesures de précipitation sont donc nécessairement relatives, on dit donc qu'elles sont relativement précises plutôt qu'absolument exactes.

2.4 Analyse de fréquence des données de précipitations ponctuelles

2.4.1 Méthodes analytiques du SEA

En hydrologie, on cherche à résoudre la plupart des problèmes en établissant les probabilités de réalisation future à partir des événements passés. La fréquence des précipitations d'importance variable sert à l'évaluation de l'érosion du sol, au dimensionnement des égouts pluviaux à la conception de petits

structures and in numerous other applications.

Precipitation is a stochastic process, i.e. a family of random values which is a function of time. A sequence of sampled values of a stochastic process is known as a time series. Precipitation observations (hourly, daily, etc.) therefore, comprise a time series. Since the frequency of only the heavier rainfalls is of interest, and to reduce data and processing requirements, techniques have been developed to derive these frequencies by grouping the heavier rainfall events into special series. The series of all rainfall values above a selected base is referred to as a "partial" or "partial duration" series. The collection of all events from each year above a given threshold is known as an "annual" series.

These two series are not equivalent since the second highest event in a particular year could exceed the maximum event in some other year, and hence would be included in the partial series but not the annual. Thus, an event of a given magnitude would have a different predicted probability of occurrence from each of the two series.

The annual series is the one most commonly used, for the sake of data availability, and because there is a theoretical basis for extrapolating annual series data beyond the duration of the record. This theory is based upon the assertion that annual maxima can be assumed to be the maxima of independent samples drawn from the population of all possible events. The assumption of independence is not necessarily valid for the

ouvrages servant à retenir les eaux et à de nombreuses autres fins.

Les précipitations, phénomène stochastique, représentent une famille de variables aléatoires qui sont fonction du temps. Une suite de valeurs échantillonées à partir d'un phénomène stochastique forme une série chronologique; c'est donc le cas des observations pluviométriques (horaires, quotidiennes, etc.). Donc, seule la fréquence des précipitations les plus importantes est d'un intérêt quelconque et pour faciliter la cueillette et le traitement des données les concernant, on a mis au point des techniques permettant de trouver ces fréquences en regroupant les précipitations les plus importantes dans des séries spéciales. La série regroupant toutes les mesures supérieures à une valeur donnée est appelée série partielle ou série chronologique partielle. L'ensemble des précipitations maximales pour chaque année est une série annuelle.

Ces deux séries ne sont pas équivalentes puisque les précipitations venant au second rang en importance au cours d'une année pourraient dépasser les précipitations maximales d'une autre année et seraient donc incluses dans la série partielle, mais non dans la série annuelle. Par conséquent, des précipitations d'une importance donnée auraient une probabilité prévue de réalisation différente selon qu'elles font partie d'une ou l'autre de ces séries.

La série annuelle est la plus utilisée étant donné la disponibilité des données et l'existence d'une théorie permettant d'en extrapolier les données au-delà de la durée enregistrée. Cette théorie est fondée sur l'hypothèse suivante: les maxima annuels sont également les maxima d'échantillons indépendants tirés de l'ensemble de tous les événements possibles. L'hypothèse d'indépendance n'est pas nécessairement valide pour la série partielle.

partial series.

The return period T_r of a given event is the average number of years within which the event is expected to be equalled or exceeded. Probability of exceedance is the reciprocal of return period. The event which can be expected to at least be equalled, on an average, one year out of every N -years is the N -year event, or X_{Tr} . These concepts contain no implication that an event of any given magnitude will occur at constant intervals of N -years. Both terms refer to the expected average frequency of occurrence of an event over a long period.

As noted earlier, the partial and annual series give different probabilities of occurrence for any event. If the probability of an event being equalled or exceeded more than once in the same year must be considered, values obtained from an annual series analysis should be adjusted. Empirically it has been found that annual series 2-, 5- and 10-year events should be increased by 13%, 4% and 1% respectively to convert to partial series events. For return periods exceeding ten years, the distinction between the annual and partial series is inconsequential.

An incredible amount of effort has been expended in the past in an attempt to derive theoretical or empirical relationships, which would accurately describe the probability distributions of hydrological variables, with emphasis on low probability, long return period events. Pioneers in the field (Frechet, 1972, Fisher and Tippett, 1928) studied the distribution of extreme values and found that the distribution of the largest (or smallest) values, each of which is selected from independent

La période de retour T_r d'un événement donné est le nombre moyen d'années qui s'écoulent entre deux observations successives d'événements au moins aussi importants. La probabilité de dépassement est la réciproque de la période de retour. L'événement dont on peut s'attendre qu'il soit au moins égalé, en moyenne, au cours d'une année sur N années est un événement N -annuel ou X_{Tr} . Cela ne signifie pas qu'un événement d'une importance donnée se produira à intervalles réguliers de N années. Les deux expressions se rapportent à une fréquence de réalisation moyenne d'un événement sur une longue période de temps.

Comme on l'a mentionné plus haut, les séries annuelles et partielles donnent pour un même événement des probabilités de réalisation différentes. Lorsqu'on doit envisager la probabilité qu'un événement soit égalé ou dépassé plus d'une fois dans une même année, on doit corriger les valeurs obtenues à partir de l'analyse de la série annuelle. De manière empirique, on a constaté que les événements tirés d'une série annuelle et se produisant tous les 2, 5 ou 10 ans devraient être augmentés respectivement de 13%, 4% et 1% pour être convertis en événements de série partielle. Pour des périodes de retour dépassant dix ans, la distinction entre série annuelle et série partielle est négligeable.

Dans le passé, on a déployé d'incredibly efforts pour tenter de trouver des relations théoriques ou empiriques qui décriraient exactement les distributions aléatoires des variables hydrologiques en insistant sur des événements ayant une faible probabilité de réalisation, c'est-à-dire, une longue période de retour. Les pionniers dans le domaine (Frechet, 1972, Fischer et Tippett, 1928) ont étudié la distribution des valeurs extrêmes et découvert que celle des valeurs les plus grandes (ou les plus petites), chacune d'entre elles étant

samples, approaches a limiting (asymptotic) form as the sample size is increased. The type of limiting form depends on the type of the initial distribution. For three different types of initial distributions, three asymptotic extremal distributions can be derived. They are known as the Fisher-Tippet Types I, II and III.

An easy method for applying the Type I distribution was developed by Gumbel (1954) and it is this method which is used by the Atmospheric Environment Service. For more detailed discussion of proposed distributions the reader is referred to, among others, Gumbel (1958), Chow (Section 8, 1964), Nemec (Chapter 4, 1972) and Sokolov et al (Chapter 2, 1976). Discussion here will be confined to methods used by the AES for analyses of extreme rainfall data.

It can be shown that most hydrological frequency functions including that for extreme rainfall can take the form:

$$X_{T_r} = \bar{X} + K S_x \quad (1)$$

where \bar{X} is the mean and S_x the standard deviation of the sample of the relevant variable, and X_{T_r} denotes the magnitude of the event equalled or exceeded on an average once in T_r years. K is called the frequency factor and can be expressed in terms of return period, T_r and number of years of record, n . Values of K vs. T_r and n computed in this way are presented in tabular form in Table 2.1.

The return period rainfall value X_{T_r} can be determined directly

tirées d'échantillons indépendants, approche une forme limite (asymptotique) à mesure que les dimensions de l'échantillon augmentent. Le type de la forme limite dépend du type de la distribution initiale. On peut trouver trois distributions asymptotiques des extrêmes à partir de trois types différents de distribution initiale. On les appelle les types I, II, et III de Fischer-Tippet.

Gumbel (1954) a mis au point une méthode facile permettant d'appliquer la distribution de type I, méthode utilisée par le Service de l'environnement atmosphérique. Pour de plus amples détails sur les distributions proposées, le lecteur peut consulter, entre autres, Gumbel (1958), Chow (section 9, 1964), Nemec (chap. 4, 1972) et Sokolov et autres (chap. 2, 1976). Nous ne traiterons ici que des méthodes utilisées par le SEA pour l'analyse des données sur les précipitations extrêmes.

On peut démontrer que la plupart des fonctions de fréquence hydrologique, y compris celle s'appliquant aux précipitations extrêmes, peuvent prendre la forme suivante:

où \bar{X} représente la moyenne et S_x , l'écart-type de l'échantillon de la variable pertinente et X_{T_r} indique la valeur de l'événement égalé ou dépassé en moyenne une fois en T_r ans. K est appelé le facteur de fréquence qu'on peut exprimer en termes de la période de retour T et du nombre d'années d'enregistrement n . Les valeurs de K versus T et n , enregistrées de cette manière, sont présentées au tableau 2.1.

A partir de l'équation 1, on peut déterminer directement X_{T_r} qui est la

Table 2.1 K Factors/Tableau 2.1 Facteurs K

EXTREME VALUE ANALYSIS TABLE/TABLEAU D'ANALYSE DES VALEURS EXTREMES

n	Values of $K = (y_T - y_n)/\sigma_n$ for the Gumbel distribution $y = \exp(-\exp(-y))$					n	Return Period T/Période de retour T										
	2	5	10	15	20		2	5	10	15	20	25	50	100	2	5	100
5	-0.116	1.313	2.260	2.794	3.168	3.456	4.343	5.224	54	-0.157	0.820	1.466	1.831	2.086	2.283	2.889	3.491
6	-0.122	1.229	2.124	2.629	2.982	3.254	4.093	4.925	55	-0.157	0.818	1.464	1.828	2.083	2.280	2.885	3.486
7	-0.127	1.169	2.026	2.510	2.849	3.110	3.914	4.712	56	-0.158	0.813	1.455	1.818	2.071	2.267	2.869	3.467
8	-0.130	1.123	1.953	2.421	2.749	3.001	3.779	4.551	57	-0.158	0.810	1.451	1.813	2.066	2.261	2.862	3.458
9	-0.133	1.087	1.895	2.351	2.670	2.916	3.673	4.425	58	-0.158	0.809	1.449	1.811	2.063	2.258	2.858	3.454
10	-0.136	1.058	1.848	2.294	2.606	2.847	3.587	4.323	59	-0.158	0.808	1.448	1.806	2.061	2.256	2.855	3.450
11	-0.138	1.034	1.809	2.247	2.553	2.789	3.516	4.238	60	-0.158	0.807	1.446	1.806	2.059	2.253	2.852	3.446
12	-0.139	1.013	1.777	2.207	2.509	2.741	3.456	4.166	61	-0.158	0.806	1.444	1.804	2.056	2.250	2.849	3.442
13	-0.141	0.996	1.748	2.173	2.470	2.699	3.405	4.105	62	-0.158	0.805	1.442	1.802	2.054	2.248	2.846	3.439
14	-0.142	0.981	1.724	2.143	2.437	2.663	3.360	4.052	63	-0.158	0.804	1.441	1.800	2.052	2.246	2.843	3.435
15	-0.143	0.967	1.703	2.117	2.408	2.632	3.321	4.005	64	-0.158	0.803	1.439	1.798	2.050	2.243	2.840	3.432
16	-0.144	0.955	1.683	2.094	2.382	2.603	3.286	3.963	65	-0.158	0.802	1.438	1.796	2.047	2.241	2.837	3.428
17	-0.145	0.945	1.666	2.074	2.359	2.578	3.255	3.926	66	-0.159	0.801	1.436	1.794	2.045	2.239	2.834	3.425
18	-0.146	0.935	1.651	2.055	2.338	2.556	3.227	3.893	67	-0.159	0.800	1.435	1.793	2.043	2.237	2.831	3.422
19	-0.147	0.927	1.637	2.038	2.319	2.535	3.202	3.863	68	-0.159	0.799	1.433	1.791	2.041	2.234	2.829	3.419
20	-0.148	0.919	1.625	2.023	2.302	2.517	3.179	3.836	69	-0.159	0.798	1.432	1.789	2.040	2.232	2.826	3.416
21	-0.148	0.911	1.613	2.009	2.286	2.500	3.158	3.811	70	-0.159	0.797	1.430	1.788	2.038	2.230	2.824	3.413
22	-0.149	0.905	1.603	1.996	2.272	2.484	3.138	3.788	71	-0.159	0.797	1.429	1.786	2.036	2.228	2.821	3.410
23	-0.150	0.899	1.593	1.984	2.259	2.470	3.120	3.766	72	-0.159	0.796	1.428	1.784	2.034	2.227	2.819	3.407
24	-0.150	0.893	1.584	1.974	2.246	2.457	3.104	3.747	73	-0.159	0.795	1.427	1.783	2.032	2.225	2.817	3.404
25	-0.151	0.888	1.575	1.965	2.235	2.444	3.089	3.728	74	-0.159	0.794	1.425	1.781	2.031	2.223	2.814	3.402
26	-0.151	0.883	1.568	1.954	2.224	2.433	3.074	3.711	75	-0.159	0.793	1.424	1.780	2.029	2.221	2.812	3.399
27	-0.151	0.878	1.560	1.945	2.214	2.422	3.061	3.695	76	-0.159	0.793	1.423	1.779	2.028	2.219	2.810	3.397
28	-0.152	0.874	1.553	1.937	2.203	2.412	3.048	3.681	77	-0.159	0.792	1.422	1.777	2.026	2.218	2.808	3.394
29	-0.152	0.870	1.547	1.929	2.196	2.402	3.037	3.667	78	-0.159	0.791	1.421	1.776	2.024	2.216	2.806	3.392
30	-0.153	0.866	1.541	1.922	2.188	2.393	3.026	3.653	79	-0.159	0.791	1.420	1.774	2.023	2.214	2.804	3.389
31	-0.153	0.863	1.535	1.915	2.180	2.385	3.015	3.641	80	-0.159	0.790	1.419	1.773	2.021	2.213	2.802	3.387
32	-0.153	0.859	1.530	1.908	2.173	2.377	3.005	3.629	81	-0.160	0.789	1.417	1.772	2.020	2.211	2.800	3.385
33	-0.153	0.856	1.525	1.902	2.166	2.369	2.996	3.618	82	-0.160	0.789	1.416	1.771	2.019	2.210	2.798	3.382
34	-0.154	0.853	1.520	1.896	2.159	2.362	2.987	3.608	83	-0.160	0.788	1.415	1.769	2.017	2.208	2.796	3.380
35	-0.154	0.850	1.515	1.891	2.153	2.356	2.979	3.598	84	-0.160	0.787	1.414	1.765	2.016	2.207	2.795	3.378
36	-0.154	0.848	1.511	1.885	2.147	2.349	2.971	3.588	85	-0.160	0.787	1.413	1.767	2.015	2.205	2.793	3.376
37	-0.155	0.845	1.507	1.880	2.142	2.343	2.963	3.579	86	-0.160	0.786	1.413	1.766	2.013	2.204	2.791	3.374
38	-0.155	0.843	1.503	1.875	2.136	2.337	2.956	3.570	87	-0.160	0.786	1.412	1.765	2.012	2.203	2.789	3.372
39	-0.155	0.840	1.499	1.871	2.131	2.332	2.949	3.562	88	-0.160	0.785	1.411	1.764	2.011	2.201	2.788	3.370
40	-0.155	0.838	1.495	1.866	2.126	2.326	2.943	3.554	89	-0.160	0.785	1.410	1.763	2.010	2.200	2.786	3.368
41	-0.155	0.836	1.492	1.862	2.121	2.321	2.936	3.547	90	-0.160	0.784	1.409	1.762	2.008	2.199	2.784	3.366
42	-0.156	0.834	1.489	1.858	2.117	2.316	2.930	3.539	91	-0.160	0.783	1.408	1.761	2.007	2.197	2.783	3.364
43	-0.156	0.832	1.485	1.854	2.113	2.311	2.924	3.533	92	-0.160	0.783	1.407	1.759				

from (1) after calculation of the mean \bar{X} and standard deviation S_x of the annual extremes or by plotting on extreme probability paper. Extreme or Gumbel probability paper has a linear ordinate for, in this case, rainfall amount, while the abscissa is a linear scale of the reduced variate y . For convenience, the non-linear scales of probability and return period are also commonly shown. Plotting positions can be determined by ranking the extremes from highest to lowest ($m = 1, \dots, n$) and calculating probability (e.g. $P = m/n+1$). Equation (1) is a straight line fit to the data on the Gumbel paper.

Using Equation (1), the AES calculates return period values of rainfall extremes for durations of 5, 10, 15 and 30 minutes and 1, 2, 6, 12 and 24 hours for approximately 500 stations across Canada. These values are available in both tabular and graphical form for each station and are updated every two years. Rainfall values for return periods of 2, 5, 10, 25, 50 and 100 years are shown in tables (e.g. Table 2.2). To assist interpolation in duration, the rainfall rates for the given durations and for return periods up to 50 years, are plotted on log graph paper and the points joined by smooth lines (Figure 2.3). Because of the large uncertainties involved in estimating long return period values from small samples, return period values are not plotted for periods longer than about twice the station record. This is loosely based on a relationship suggested by Hazen (1930). When less than seven years of data are available, the series of annual maximum rainfall are not analyzed.

valeur des précipitations pour une certaine période de retour en calculant la moyenne \bar{X} et l'écart-type S_x des extrêmes annuels ou en traçant une courbe sur du papier appelé papier des probabilités de Gumbel ou des probabilités extrêmes. Ce papier a une ordonnée linéaire représentant, dans ce cas-ci, la hauteur des précipitations, et en abscisse une échelle linéaire de la variable réduite y . Par souci de commodité, on donne également souvent les échelles non linéaires des probabilités et des périodes de retour. Les positions de pointage peuvent être déterminées en classant les valeurs extrêmes de la plus élevée à la moins élevée ($m = 1, \dots, n$) et en calculant la probabilité (e.g. $P = m/n + 1$). L'équation 1 est une droite d'ajustement par la méthode des moindres carrés aux données sur du papier de probabilité de Gumbel.

A l'aide de l'équation 1, le SEA calcule les périodes de retour des précipitations extrêmes d'une durée de 5, 10, 15 et 30 minutes et de 1, 2, 6, 12 et 24 heures pour environ 500 stations à travers le Canada. Ces valeurs sont disponibles sous forme de tableaux et de graphiques pour chacune des stations et sont mises à jour tous les deux ans. Les valeurs des précipitations pour des périodes de retour de 2, 5, 10, 25, 50 et 100 ans sont données dans des tableaux (ex.: tableau 2.2). Pour faciliter l'interpolation en terme de durée, les intensités des précipitations pour des durées données et des périodes de retour allant jusqu'à 50 ans, sont reportées sur du papier quadrillé logarithmique et les points sont reliés par des lignes continues (figure 2.3). Étant donné les grandes incertitudes reliées à l'estimation de longues périodes de retour à partir de petits échantillons, les périodes de retour supérieures à deux fois la période d'enregistrement de la station ne sont pas reportées sur des graphiques. Cela est fondé en quelque sorte sur une relation suggérée par Hazen (1930). Lorsque la période d'enregistrement des

Table 2.2 Sample of an AES Intensity-Duration-Frequency Table
 Tableau 2.2 Exemple d'un tableau du SEA sur l'intensité
 la durée et la fréquence

CLIMATE	STATION NAME	YEAR	5MIN	10MIN	15MIN	30MIN	1 HR	2 HR	6 HR	12 HR	24 HR	
	NOM DE LA STATION											
7095480	NITCHEQUON	1968	5.6	7.6	7.9	7.9	9.9	16.5	30.5	36.1	36.6	
7095480	NITCHEQUON	1969	5.1	9.1	13.7	15.5	15.5	15.5	34.3	41.1	41.1	
7095480	NITCHEQUON	1970	3.8	5.6	6.6	8.4	10.9	19.6	22.6	24.1	31.5	
7095480	NITCHEQUON	1971	2.5	3.6	4.8	7.6	11.7	18.8	20.8	21.1	23.1	
7095480	NITCHEQUON	1972	7.6	7.9	8.4	9.7	12.2	17.0	25.7	31.0	39.9	
7095480	NITCHEQUON	1973	6.9	8.9	10.4	11.7	16.8	23.6	27.9	30.0	36.3	
7095480	NITCHEQUON	1974	2.3	3.3	4.3	5.3	6.3	9.1	23.4	29.5	41.9	
7095480	NITCHEQUON	1975	6.3	9.7	10.2	10.9	15.5	16.8	28.4	28.4	33.8	
7095480	NITCHEQUON	1976	2.8	3.8	5.6	8.4	10.2	13.5	19.3	20.3	20.3	
7095480	NITCHEQUON	1977	6.3	6.3	6.3	9.9	19.0	15.5	18.3	33.3	33.3	
7095480	NITCHEQUON	1978	14.5	15.6	17.8	24.8	27.3	27.3	27.3	36.3	50.7	
7095480	NITCHEQUON	1979	3.9	4.8	5.4	7.5	8.1	13.4	15.8	22.2	26.1	
NOTE:-99.9 INDICATES MSG DATA												
-99.9 EQUIVAUT A DES DONNEES MANQUANTES												
MEAN EXTREME /MOYENNE DES EXTREMES			5.6	7.2	8.4	10.6	13.2	17.2	24.5	29.4	34.5	
STANDARD DEVIATION/ECART TYPE			3.2	3.3	3.9	4.9	5.2	4.6	5.2	6.3	8.2	
YEARS OF RECORD			12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	
NOMBRE D'ANNÉES D'ENREGISTREMENT												
RETURN PERIOD IN YEARS/PERIODE DE RETOUR EN ANNÉES			RAINFALL AMOUNTS (MM)/HAUTEURS DES PRÉCIPITATIONS (MM)									
2			5.2	6.7	7.9	9.9	12.5	16.6	23.8	28.6	33.4	
5			8.8	10.6	12.4	15.6	18.5	21.9	29.8	35.0	42.9	
10			11.3	13.1	15.3	19.4	22.4	25.4	33.8	40.7	49.2	
25			14.3	16.3	19.0	24.2	27.5	29.8	38.9	46.6	57.1	
50			16.6	18.7	21.5	27.7	31.2	33.0	42.6	51.3	63.0	
100			18.8	21.0	24.5	31.2	34.9	36.3	46.3	55.8	68.8	
TAUX DES PRÉCIPITATION EN FONCTION DE LA PÉRIODE DE RETOUR EXTRIMÉE EN MM/HRE AVEC DES LIMITES DE CONFiance DE 50%												
YEARS	5MIN	10MIN	15MIN	30MIN	1 HR	2 HR	6 HR	12 HR	24 HR			
2	62.3 +/- 6.9	40.3 +/- 3.6	31.7 +/- 2.8	19.9 +/- 1.8	12.48 +/- 0.94	8.29 +/- 0.41	3.97 +/- 0.16	2.38 +/- 0.10	1.39 +/- 0.06			
5	106.1 +/- 13.4	63.3 +/- 7.0	49.4 +/- 5.4	31.3 +/- 3.5	18.47 +/- 1.83	10.93 +/- 0.81	4.97 +/- 0.31	2.99 +/- 0.19	1.79 +/- 0.12			
10	135.2 +/- 18.9	78.6 +/- 9.9	61.2 +/- 7.6	38.8 +/- 4.9	22.45 +/- 2.58	12.68 +/- 1.14	5.64 +/- 0.43	3.39 +/- 0.26	2.05 +/- 0.17			
25	171.9 +/- 26.1	97.8 +/- 13.7	76.0 +/- 10.6	48.3 +/- 6.8	27.47 +/- 3.56	14.88 +/- 1.57	6.48 +/- 0.60	3.90 +/- 0.36	2.38 +/- 0.23			
50	199.1 +/- 31.5	112.1 +/- 16.5	87.1 +/- 12.8	55.4 +/- 8.2	31.19 +/- 4.31	16.52 +/- 1.89	7.10 +/- 0.72	4.28 +/- 0.44	2.62 +/- 0.28			
100	226.1 +/- 36.9	126.3 +/- 19.4	98.0 +/- 14.9	62.4 +/- 9.6	34.88 +/- 5.05	18.14 +/- 2.22	7.72 +/- 0.84	4.65 +/- 0.51	2.87 +/- 0.33			

For evaluation of the accuracy of computed values of X_{Tr} it is desirable to compute the confidence interval with limits, $X_{Tr} \pm t(\alpha) S_e$.

With a given confidence level, the true precipitation value of X_{Tr} can be expected to fall within this interval. Values of $t(\alpha)$ for selected confidence levels are:

α	$t(\alpha)$
95%	1.960
90%	1.645
80%	1.282
68%	1.000
50%	.674

In most cases, values of the standard error of estimate, S_e , can be computed from

For the Gumbel distribution, Kaczmarek (1957) found that the following relation exists:

$$S_e = B_{T_r} \frac{S_x}{\sqrt{n}}$$

Where K is the frequency factor from Table 2.1. Sample 50% confidence limits are plotted on the AES intensity-duration-frequency curves.

All these statistics are based on observations of rainfall using a recording precipitation gauge, normally a tipping bucket type rain gauge. Recent inclusion of data from Fischer and Porter digital recording precipitation gauges has greatly increased the data base for this analysis in remote areas of the country. The largest rainfall in each "com-

données est inférieure à sept ans, on n'analyse pas la série des précipitations maximales annuelles.

Pour évaluer la précision des valeurs calculées de X_{Tr} , il faut calculer l'intervalle de confiance avec les limites, $X_{Tr} \pm t(\alpha) S_e$.

A un niveau de confiance donné, la précipitation varie X_{Tr} se situera à l'intérieur de cet intervalle. Les valeurs de $t(\alpha)$ pour les niveaux de confiance choisis sont:

α	$t(\alpha)$
95%	1.960
90%	1.645
80%	1.282
68%	1.000
50%	.674

Dans la plupart des cas, on peut calculer les valeurs de l'erreur standard d'estimé comme suit:

Pour la distribution Gumbel, Kaczmarek (1957) a trouvé que la relation suivante existe:

$$B_{T_r} = \sqrt{1 + 1.14K + 1.10K^2}$$

où K est le facteur de fréquence décrit ci-dessus et obtenu facilement du tableau 2.1. Des exemples des limites de 50 % de confidence sont inscrites sur les courbes de l'intensité-durée-fréquence du SEA.

Toutes ces statistiques sont fondées sur l'observation de précipitations à l'aide de pluviomètres enregistreurs, généralement munis d'augets basculeurs. Depuis peu, on se sert également de données provenant des pluviomètres Fischer et Porter à enregistrement numérique, ce qui a grandement augmenté le fichier des données pour l'analyse des précipitations dans des régions isolées du pays. Les

"complete" year of record is selected and combined with other years of record to form a series of annual maximum rainfalls. A separate series of rainfall extremes are selected for each duration. These durations are arbitrary time periods over which rainfall is totalled and are in no way confined to the physical duration of a rainstorm.

A computer program is available from AES which can be used on a request basis to access the daily rainfall archive and compute return period rainfall amounts for durations of from 1 to 10 days. It is, therefore, possible to calculate the probability of occurrence of 1 to 10 day duration rainfall amounts for any of the 2462 stations shown in Figure 2.2, which have at least ten years of record. Data from these stations are obtained from fixed observation times. It has been found by Hershfield and Wilson (1957) and confirmed for Canada by Bruce (1968) that, on the average, the maximum rainfalls in consecutive 24 hour periods are 13% greater than rainfalls observed during a fixed time day. Differences have also been found between 48 hour and 2 days, 72 hours and 3 days etc. The 1-10 day rainfall amounts should be adjusted by the following factors to account for the fixed observational time problem.

Number of Observations/nombre d'observations

Adjustment Factor/facteur d'ajustement

2.4.2 Indirect Estimation of Frequency Data

In the absence of short-duration

précipitations les plus importantes de chaque année "complète" d'enregistrement sont choisies et combinées à celles d'autres années pour former une série de précipitations maximales annuelles. Pour chaque durée, on choisit une série distincte de précipitations extrêmes. Ces durées sont des périodes de temps arbitraires au cours desquelles les précipitations sont additionnées et ne sont pas du tout limitées à la durée physique d'un orage.

Il existe un programme informatique du SEA qu'on peut utiliser sur demande pour avoir accès aux archives sur les précipitations quotidiennes et calculer les quantités de pluie pour des périodes de retour variant de 1 à 10 jours. Par conséquent, il est possible de calculer la probabilité de réalisation de précipitations de 1 à 10 jours de ces périodes de retour pour chacune des 2462 stations montrées à la figure 2.2, qui ont au moins dix ans d'existence. Les données provenant de ces stations sont recueillies à des moments précis. D'après la découverte de Hershfield et Wilson (1957), confirmée au Canada par Bruce (1968), les précipitations maximales au cours de vingt-quatre heures consécutives sont en moyenne 13% plus importantes que les précipitations observées de minuit à minuit. Des différences ont aussi été découvertes entre des relevés faits à des intervalles de 48 heures et 2 jours, 72 heures et 3 jours, etc. La hauteur de précipitations de 1 à 10 jours devrait être corrigée à l'aide des facteurs suivants, étant donné le problème relié à la période observation.

1	2	3-4	5-8	9-24
---	---	-----	-----	------

1.13	1.04	1.03	1.02	1.01
------	------	------	------	------

2.4.2 Estimation indirecte des données sur la fréquence

En l'absence de données sur les

rainfall data either at a site or sufficiently nearby for interpolation, it is often possible to estimate the short duration rainfall statistics from indirect data which may be available (see e.g. Hershfield and Wilson 1957, Hershfield, et al. 1955, and Hershfield, 1977). Such data include mean annual precipitation, mean annual number of days with rain, and mean annual number of thunderstorm days. WMO (1974) gives a convenient summary of some of these techniques. It should be remembered, when applying these techniques, that regional variation in the relationships could be considerable. The validity of a relationship should be verified in a climatically similar area to the region of application before use of these techniques is contemplated.

2.4.3 Precipitation Extremes During the Cold Season

In many regions of Canada, the maximum flow on even relatively modest sized streams can occur at times other than the time of the annual maximum rainfall. Snowmelt contributions to runoff and heavy rain on a basin made more impervious by frozen ground are two of the main causes of cold season floods. Climatological statistics on these phenomena are much more difficult to obtain due to the increased difficulty in making snowmelt measurements, in making measurements in general in the cold season, and because of the increased complexity of the physical processes involved.

There is meteorological information available which can supply useful input to the cold season hydrological decision making process. At a few first class climatological stations across the country, short duration records for the entire year are obtained. Precipitation data from selected stations during the cold

pluies de courte durée à l'endroit même ou suffisamment près de ce dernier pour permettre une interpolation, il est souvent possible d'estimer les statistiques sur ce genre de pluie à partir des données indirectes disponibles (voir par exemple Hershfield et Wilson, 1957, Hershfield et autres, 1955, ainsi que Hershfield, 1977). Ces données englobent notamment les précipitations annuelles moyennes, le nombre annuel moyen de jours de pluie et le nombre annuel moyen de jours d'orage. WMO (1974) donne un résumé pratique de certaines de ces techniques. Au moment de les appliquer, il faut se rappeler que la variation dans les relations peut être importante d'une région à l'autre. Avant d'envisager l'utilisation des techniques précitées, il faut vérifier la validité d'une relation dans un secteur dont le climat est semblable à celui de la région concernée.

2.4.3 Précipitations extrêmes durant la saison froide

Dans nombre de régions du Canada, même les ruisseaux relativement modestes peuvent atteindre leur débit maximum à d'autres moments que lors de la période annuelle de pluies maximales. La combinaison de la neige fondu et des fortes pluies tombant sur un bassin rendu plus imperméable par le sol gelé constituent deux des principales causes d'inondations lors de la saison froide. Il est beaucoup plus malaisé d'obtenir des statistiques climatologiques sur ces phénomènes en raison de la difficulté accrue que présentent la mesure de la neige fondu et la prise de mesures en général pendant la saison froide, et de la plus grande complexité des processus physiques en cause.

Il existe des données météorologiques disponibles qui peuvent se révéler utiles à la prise de décisions sur le plan hydrologique lors de la saison froide. Des pluviomètres à auget basculant sont utilisés avec soin à quelques stations météorologiques de premier ordre situées un peu partout au pays. Ces appareils servent à recueillir des données

season have been found by AES to closely fit an extreme value distribution (Gumbel). The cold season is taken to be the period during which soil temperature records for the region in question indicate that the locality can have frozen ground. The ratios of cold season to annual return period rainfalls for these selected stations are shown in Table 2.3.

The combination of extreme rain plus snowmelt events has also been found by Louie and Hogg (1980) to fit the Gumbel distribution fairly well. Daily temperature and precipitation data from any one of the more than 2000 ordinary climatological stations in Canada are required as input. One of several possible simple degree-day type snowmelt models is used in conjunction with the climatological data to produce a daily snow budget for all months of record with snow on the ground. Rain is added to the snowmelt and the maximum combined event for each season is selected to form an annual series of 1-10 day duration rain plus snowmelt events. The Fredericton 50 year return period values for rain only and rain plus snowmelt are shown in Table 2.4 as an example. Analyses of data from other stations are available from AES.

Extreme value type analyses of snowfall events are rarely performed. From a hydrological point of view, snow only becomes important when it melts. The severity of snowstorms

sur les pluies de courte durée pendant toute l'année. L'étude des données observées aux stations au cours des mois d'hiver a permis de constater qu'elles correspondent étroitement à la distribution des valeurs extrêmes (Gumbel). Le tableau 2.3 présente les rapports des périodes de retour en saison froide à la période de retour annuelle pour quelques stations. La saison froide est considérée comme la période durant laquelle les données de température du sol indiquent que le sol est gelé dans la région d'intérêt.

De plus, selon Louie et Hogg (1980), la combinaison des pluies extrêmes et de la neige fondues correspond assez bien à la loi de Gumbel. Les données sur la température et les précipitations quotidiennes recueillies à n'importe laquelle des deux mille stations climatologiques ordinaires au Canada sont utilisées à titre de données d'entrée. Parmi plusieurs modèles simples possibles de type degré-jour pour la neige fondues, l'un est utilisé de concert avec les données climatologiques afin d'établir un bilan quotidien de l'enneigement pour tous les mois où on observe de la neige au sol. On additionne la quantité de pluie tombée et la neige fondues, puis on choisit le total maximum ainsi calculé pour chaque saison de manière à former une série annuelle de périodes de un à dix jours indiquant la quantité de pluie tombée plus la neige fondues. Le tableau 2.4 présente, à titre d'exemple, les valeurs observées, à Frédéricton pour une période de retour de cinquante ans pour la pluie seulement et pour la pluie plus la neige fondues. Les analyses des données d'autres stations sont disponibles au SEA.

On effectue rarement des analyses de la valeur maximale des chutes de neige. Sur le plan hydrologique, la neige ne revêt de l'importance que lorsqu'elle fond. La violence des tempêtes de neige est dé-

Table 2.3 Ratios of Cold Season to Annual Return Period Rainfall Amounts

Tableau 2.3 Rapports des périodes de récurrence entre les hauteurs de précipitation durant la saison froide et les hauteurs annuelles

Station	Return Period	Ratio/Rapport		
		1 hr/hre	6 hr/hre	24 hr/hre
Shearwater A (Halifax, N.S.)	2	.59	.70	.77
	5	.57	.65	.66
	10	.56	.63	.62
	25	.56	.61	.59
	50	.55	.60	.57
	100	.55	.59	.56
Toronto Int'l A	2	.32	.44	.66
	5	.34	.43	.56
	10	.35	.42	.54
	25	.35	.41	.53
	50	.36	.42	.52
	100	.36	.44	.52
Edmonton Int'l A	2	.32	.39	.15
	5	.29	.43	.18
	10	.28	.44	.20
	25	.27	.46	.21
	50	.27	.46	.21
	100	.26	.47	.22

Table 2.4 Fredericton, N.B. 50 Year Return Period Rain and Rain Plus Snowmelt Values for Durations of 1 to 10 Days

Tableau 2.4 Valeurs de la pluie et de la pluie plus la neige fondue pour des durées de 1 à 10 jours et pour une période de retour de 50 ans à Frédéricton, N.B.

Duration (days) Durée (en jours)	50 Yr Return Period Amounts (mm)									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Rain Only Pluie seulement	102	115	120	131	135	142	146	151	157	161
Rain + Snowmelt Pluie + neige fondue	73	91	103	114	125	139	157	170	180	189

is as much determined by wind and drifting as by amount, so that the utility of extreme value analysis of snowfall is questionable. Maximum seasonal accumulation of snow is another matter, of course. It will be covered in Section 6.

2.4.4 Other Statistical Analyses

Supplemental to AES analyses, Howard (1979) reports on a statistical summary of rainfall data from 35 Canadian urban centers, produced for the Environmental Protection Service (EPS) for water pollution control design purposes. The results of the analyses consist of yearly tables summarizing events and statistical tables for storm depth, duration, average intensity and inter-event time. Statistical tables of moisture deficit estimates are also given. This data base could prove particularly useful to hydrological modelers. It is available from EPS Water Pollution Control Directorate, Ottawa, Ontario, K1A 1C8.

terminée autant par le vent et la poudrière que par la hauteur de précipitation, ce qui rend douteuse l'utilité des analyses susmentionnées. Bien entendu, l'accumulation saisonnière maximale de neige, est une tout autre chose. Il en sera question dans la section 6.

2.4.4 Autres analyses statistiques

Pour compléter les analyses du SEA, Howard (1979) présente un résumé statistique des données sur les pluies recueillies dans trente cinq zones urbaines canadiennes à l'intention du Service de protection de l'environnement, et ce, en vue de travaux ayant trait au contrôle de la pollution de l'eau. Les résultats de ces analyses consistent en tableaux annuels qui résument les événements et en tableaux statistiques qui indiquent la durée et l'intensité moyenne des tempêtes, la hauteur des précipitations tombées au cours des tempêtes ainsi que l'intervalle qui s'écoule entre ces dernières. On donne aussi des tables statistiques qui contiennent des estimations à l'égard du déficit hydrique. Cette base de données peut se révéler particulièrement utile à des modéleurs en hydrologie. On peut se la procurer au EPS de la Direction du contrôle de la pollution des Eaux, Ottawa, Ontario K1A 1C8.

2.5 Mapping Intensity-Duration-Frequency (IDF) Statistics

Maps of IDF statistics can be very useful both for interpolating to locations without available statistics and for identifying stations with misleading statistics related to a short record or some other cause. Recent increases in the density of stations with available short duration rainfall statistics have emphasized the requirement for a new edition of maps. Useful mapping on a regional scale is now possible but a problem with volume of maps exists. To map the values directly, a separate map is needed for each of the

2.5 Etablissement de cartes intensité-durée-fréquence (IDF)

Les cartes des statistiques IDF peuvent se révéler fort utiles à la fois pour interpolation aux endroits où il n'existe pas de statistiques et pour identifier les stations qui fournissent des statistiques trompeuses en raison d'une durée limitée d'observation ou pour tout autre cause. L'augmentation récente du nombre de stations disposant de statistiques sur les pluies de courte durée a fait ressortir la nécessité de publier une nouvelle série de cartes. Il est maintenant possible d'établir des cartes utiles à l'échelle régionale, mais leur volume pose un pro-

six calculated return periods and each of the nine durations of interest for a total of 54 maps for each region mapped. This creates problems of cost, analysis time and ease of use. Previous atlases have used empirical ratios to relate various durations and eliminate maps. The latest edition of IDF maps prepared by the AES uses a different method.

As shown in Equation 1 of 2.4, the return period estimate is a function of the mean of the annual extremes plus a frequency factor K times the standard deviation of the annual extremes S_x . Both K and S_x are dependent upon the number of years of record of the station (n) while K is also a function of the return period (T). The dependence of the product KS_x upon n is not strong and can virtually be eliminated through the use of a very close approximation relationship as follows:

blème. En effet, pour tracer directement les valeurs, il faut une carte distincte pour chaque période de retour (6) et pour chaque durée (9) d'intérêt ce qui donne un nombre total de cinquante-quatre cartes pour chacune des régions concernées. Cet état de choses crée des problèmes en raison du coût élevé, du temps d'analyse trop long et de la difficulté que présente l'utilisation de ces cartes. Dans les atlas antérieurs, on a employé des rapports empiriques pour établir un lien entre des durées différentes et supprimer des cartes. Dans la dernière série de cartes IDF préparées par le SEA, on a utilisé une méthode différente.

Comme l'illustre l'équation 1 énoncée au paragraphe 2.4, la période de retour estimée est une fonction de la moyenne des extrêmes annuels plus un facteur de fréquence K fois l'écart-type des extrêmes annuels S_x . Les facteurs K et S_x dépendent du nombre d'années d'observation de la station (n), mais K est également une fonction de la période de retour (T). La dépendance du produit KS_x vis-à-vis n n'est pas forte et peut virtuellement être éliminée grâce à l'utilisation d'une relation d'approximation très étroite, à savoir:

$$X_{T_r} = \bar{X} + K(T, n) S_x(n) \quad (2)$$

$$= \bar{X} + K(T, 30) \cdot \frac{K(T, n)}{K(T, 30)} \cdot S_x(n)$$

$$\frac{K(T, n)}{K(T, 30)} \approx \frac{K(10, n)}{K(10, 30)} \cdot S_x(n)$$

$$\equiv \hat{S}_x$$

This holds regardless of the value of T or n and allows definition of the approximate relationship:

Cette équation est valable qu'elle que soit la valeur de T ou de n et permet de définir la relation approximative suivante:

$$x_{T_r} \approx \bar{x} + \hat{K}(T) \hat{s}_x \quad (3)$$

where \hat{s}_x is the modified standard deviation as defined in (2) and $\hat{K}(T)$ is the Gumbel frequency factor for n = 30 years. Errors in this relationship for stations in Canada have been found to be extremely small, typically less than 1% with maximum errors less than 3%. Such errors are well within measurement and distribution fit uncertainties.

The terms \bar{x} and \hat{s}_x can be mapped without spatial discontinuities due to different lengths of record. If the isolines of the two parameters are combined on one map, and a list of K values is available (one for each return period of interest), rainfall amounts for all required frequencies and a given duration, can be calculated for any location from the information on the one map, using equation (2). This reduces the required number of maps from 54 to 9. "Regional Atlases of Intensity Duration Frequency Maps" are being produced by AES for all of Canada in this format. An example is shown in Figure 2.4.

2.6 Temporal Distribution of Storm Rainfall

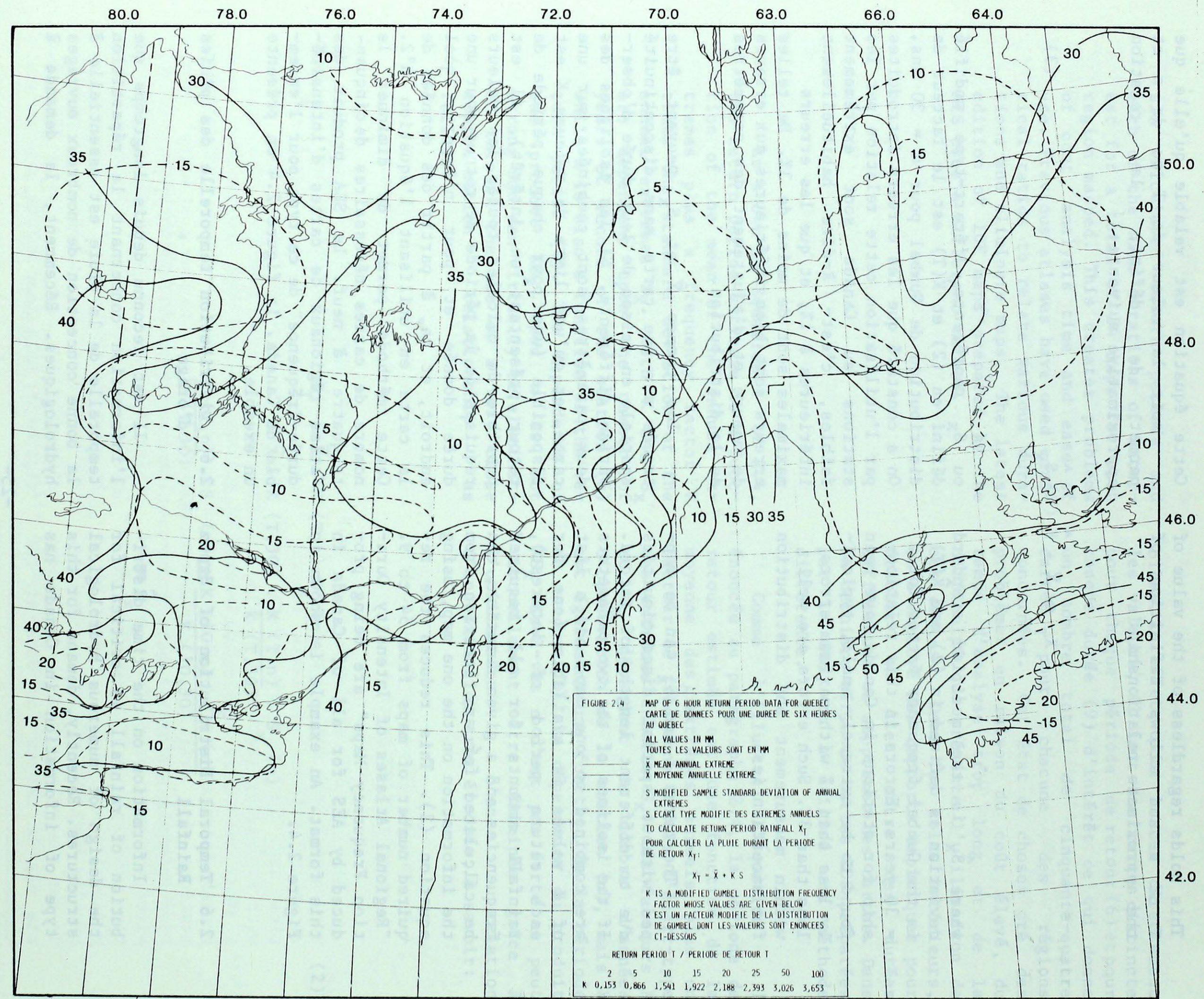
Information on the time distribution of rainfall is critical for the design of numerous hydrological structures. Recently, demand for this type of information in Canada has

ou \hat{s}_x représente l'écart-type modifié défini en (2) et $\hat{K}(T)$ est le facteur de distribution de Gumbel pour n = 30 ans. On a constaté que les erreurs introduites par l'utilisation cette relation par les stations au Canada sont extrêmement faibles, c'est-à-dire habituellement inférieures à 1%, et que les erreurs maximales sont de moins de 3%. De telles erreurs sont bien inférieures aux erreurs de mesure et d'ajustement des paramètres de la distribution.

Les termes \bar{x} et \hat{s}_x peuvent être tracés sur une carte sans discontinuité spatiale en raison de leur durée d'observation différente. Si les isolignes des deux paramètres sont combinées sur une carte, et qu'une liste de valeurs K est disponible (une pour chaque période de retour présentant un intérêt), il est possible de calculer toutes les valeurs requises de la période de retour pour une durée donnée et pour n'importe quel endroit, et ce, à partir des données de la carte en utilisant l'équation n°2. Cette méthode permet de diminuer le nombre de cartes nécessaires de cinquante-quatre à neuf. Le SEA produit des "atlas régionaux de cartes d'intensité-durée-fréquence" de ce type pour l'ensemble du Canada. La figure 2.4 en présente un exemple.

2.6 Distribution temporelle des pluies d'orage

Il est reconnu depuis longtemps que l'information concernant la répartition temporelle de la pluie est essentielle à la bonne conception de nombreux ouvrages hydrologiques. Récemment, la demande à



markedly increased as the use of computer models for hydrological design purposes has mushroomed. Canadian hydrologists looking for distributions based upon actual data have tended towards ones developed in Illinois, e.g. the "Chicago Hydrograph Method" (Design and Construction of Storm Sewers, 1961) or ones described by Huff (1967). An investigation of the variability of the time distribution of rainfall in storms across Canada, and the appropriateness of any simple distribution is described by Hogg (1980).

Data from 35 stations distributed across Canada were used in this analysis and are now readily accessible through AES. Storms of 1 and 12 hour duration were selected for the analysis to provide samples from both convective shower events and synoptic scale cyclonic circulation events. An attempt was made to select, on the average, one event per year, for each duration and station. Hourly rain was used for the analysis of 12 hour storms while rainfall from the one hour events was abstracted in twelve 5 minute increments. In addition to rainfall amounts for the event itself, daily rain for the day of the event and the five preceding days were tabulated.

l'égard de ce genre de données au Canada a considérablement augmenté à la suite de l'utilisation accrue de modèles informatiques dans le cadre de travaux hydrologiques. Les hydrologues canadiens qui cherchent des distributions fondées sur des données réelles ont tendance à utiliser celles mises au point en Illinois par exemple la "Chicago Hydrograph Method" (Design and Construction of Storm Sewers, 1961), ou celles décrites par Huff (1967). Hogg (1980) a effectué une étude sur la variabilité de la distribution temporelle de la pluie tombée lors de tempêtes au Canada ainsi que sur la pertinence de toute répartition simple.

Les données provenant de trente-cinq stations situées un peu partout au pays ont été utilisées dans le cadre de cette analyse et peuvent maintenant être facilement consultées par l'entremise du SEA. Des tempêtes d'une durée d'une heure et de douze heures ont été choisies lors de l'analyse afin de se servir d'échantillons d'averses de convection et d'événements de circulation cyclonique à l'échelle synopique. On s'est efforcé de choisir, en moyenne, un événement par année pour chaque durée et chaque station. La quantité de pluie tombée en une heure a été utilisée pour l'analyse des orages de douze heures tandis que les précipitations des événements d'une heure ont été calculées à partir de douze segments de cinq minutes. En plus des hauteurs de précipitation au cours de l'événement même, on a calculé la quantité de pluie tombée le jour de l'événement et les cinq jours précédents.

A sample tabulation of the one-hour storm data for Regina, Saskatchewan is shown in Table 2.5. These are available for all 35 stations analysed. It is felt that these tabulations could be valuable aids to hydrological design without any additional analysis of the rainfall data. Use of the data from individual storms, along with the antecedent rainfall conditions, should greatly assist the hydrologist in his hindcasting of historical floods and in his determination of the design flood.

Synthesis of the data was achieved by a method very similar to that described by Huff (1967). To permit comparisons between storms, rainfall for each event was expressed as a cumulative percentage of total one or twelve hour rainfall for twelve equal increments through the storm. The resulting values were then used to calculate time probability distributions which provide quantitative measures of both the interstorm variability and the general characteristics of the time sequence of rainfall.

An example of the results of this analysis is shown in tabular form at the bottom of Table 2.5 and in graphical form in Figure 2.5. The first entry in the table is interpreted as 10% of the storm events at Regina deposited at least 23% of the total storm rainfall in the first five minutes of the event. Likewise at Regina, 10% of the events deposited 1% or less of the storm rainfall in the first five minutes. The curves in Figure 2.5 are unsmoothed computer plots of these cumulative probability distributions. The table (Table 2.6) and curves (Figure 2.6) for 12 hour

Le tableau 2.5 présente des exemples de données ayant trait à des orages d'une heure à Regina, en Saskatchewan. Il existe de semblables pour les trente-cinq stations faisant l'objet de l'analyse. On est d'avis que ces tableaux peuvent se révéler des outils précieux dans le domaine hydrologique sans analyse additionnelle des pluies. L'utilisation des données ayant trait à chacun des orages et aux conditions des précipitations antérieures devrait grandement aider l'hydrologue à déterminer les crues précédentes et la crue type.

La synthèse des données a été effectuée au moyen d'une méthode fort semblable à celle décrite par Huff (1967). Pour permettre l'établissement de comparaisons entre les tempêtes, la pluviosité de chaque événement a été exprimée comme un pourcentage cumulatif de la quantité totale d'eau tombée au cours d'une heure ou de douze heures pour douze segments égaux de l'ensemble de la tempête. Les valeurs ainsi obtenues ont ensuite servi à calculer les distributions temporelles de la probabilité qui permettent de mesurer quantitativement la variabilité des tempêtes et les caractéristiques générales de la distribution temporelle de la pluie.

Un exemple des résultats de cette analyse est donné sous forme de tables au bas du tableau 2.5 et de graphiques à la figure 2.5. La première ligne du tableau, soit 10%, indique que ce pourcentage des tempêtes à Regina a fourni au moins 23% de la pluie totale tombée au cours des cinq premières minutes de l'événement. A Regina également 10% des événements ont fourni 1% ou moins de la pluie des tempêtes durant les cinq premières minutes. Les courbes de la figure 2.5 sont des lignes non ajustées, tracées par ordinateur, des distributions de probabilité cumulative. Le tableau (tableau 2.6) et les courbes (figure 2.6) portant sur les

TABLE 2.5 ONE HOUR RAIN EVENTS AND THEIR 5 DAY ANTECEDENT RAINFALL
(RAINFALL AMOUNTS IN MILLIMETRES X 10)

TABLEAU 2.5 PLUIE DE UNE HEURE ET PLUIES DURANT LES 5 JOURS
PRECEDENTS (HAUTEURS DE PLUIE EN MILLIMETRES X 10)

STATION: REGINA SASKATCHEWAN													
SELECTION CRITERIA(MM*10): 5 MIN 1 HR/CRITERES DE SELECTION (MM X 10): 5 MN 1 HRE													
**	152	**	152										
PLUIES ANTERIEURES/ANTECEDENT RAINFALL													
YR MO DA DAY 0 -1 -2 -3 -4 -5 5 M BR DAY MAX MAX													
41 6 29	340	23	10	0	0	132	216	132	10102 91 10 3 3 6 0 5 0 0 0	192 224			
41 7 29	602	66	43	0	66	10	69	323	178	51 46 36 41 30 20 20 15 15 10 30 20	51 334		
42 0 27	762	01	0	0	0	0	01	221	439	5 3 13 5 10 15 81 51 33 0 3 3	81 227		
44 5 22	432	79	53	0	29	0	63	254	3	71 43 20 20 20 15 20 15 0 8 10 8	71 266		
45 6 27	805	0	0	0	13	0	312	762	0	63180 71117142 51132 76 13 3 0 0	180 856		
45 8 30	173	0	0	0	5	0	71	173	0	13 53 71 10 18 5 0 0 0 0 0	71 179		
46 7 15	399	267	0	0	0	0	63	378	3	5 15 18 66 38 61 51 41 61 30 20 15	66 495		
46 8 13	325	0	0	0	0	102	119	310	15	3 81 41 97 61 20 10 3 3 0 0 0	97 319		
47 8 14	218	86	74	86	0	3	56	173	0	5 36 41 20 46 5 3 0 0 0 0 0	56 176		
47 8 21	188	8	10	0	0	0	79	170	0	46 76 25 36 8 3 0 3 0 3 0 0	76 286		
48 7 7	307	0	13	20	0	0	97	277	0	13 97 91 23 13 5 0 3 0 3 0 0	97 237		
49 3 30	394	0	51	0	0	0	51	335	0	3 13 3 18 46 13 30 20 41 51 36 29	51 394		
50 6 13	244	0	0	0	18	241	63	210	5	18 36 20 15 61 15 25 5 5 0 0 3	61 263		
52 7 21	302	0	0	0	0	0	107	338	170	3 3 0 0 41 15 25 71 61 51 0 3 5	71 278		
54 0 26	399	329	0	0	0	112	51	297	86	18 13 30 25 51 46 20 36 20 10 15 5	51 289		
55 6 15	274	0	0	0	0	0	74	168	8	71 15 5 36 46 0 0 0 0 0 3 0	71 176		
56 6 21	653	0	6	15	5	152	89	312	43	15 66 41 56 36 25 10 25 0 3 8 13	66 298		
56 7 13	168	8	0	0	0	0	41	153	0	3 0 5 25 18 15 30 30 23 3 0	39 157		
60 6 16	203	0	0	0	0	0	76	185	18	5 8 5 8 50 66 5 3 10 5 5 3	66 181		
61 5 30	274	74	0	0	0	0	58	203	58	38 13 10 5 36 33 38 15 5 5 10 3	38 203		
62 6 12	206	76	0	0	0	56	69	286	0	33 20 30 28 3 15 76 28 3 0 0 0	76 236		
63 7 6	226	0	170	0	0	8	79	157	0	18 61 61 8 3 0 5 3 0 3 5 3	61 170		
63 7 9	594	0	0	226	0	170	36	231	330	5 36 45 51 30 15 25 10 8 3 10 5	51 244		
64 7 3	262	0	3	0	0	0	41	193	0	36 15 41 20 5 0 3 8 25 15 3 5	41 176		
64 8 1	224	0	3	0	0	102	51	224	0	3 10 10 10 20 25 25 41 30 20 15 5	41 214		
66 6 22	434	0	0	0	3	0	94	368	15	30 46 81 61 38 23 18 28 15 8 20 5	81 373		
69 0 5	231	0	0	0	0	0	48	190	20	5 3 3 3 3 10 15 50 41 13 41 15	53 214		
70 6 10	419	0	0	0	0	0	63	241	102	5 10 36 10 36 51 66 10 8 5 5 5	66 258		
71 6 23	234	0	58	13	0	0	137	234	0	41 51132 36 0 0 0 0 0 0 0 0 0	132 260		
72 7 22	351	53	0	0	0	0	157	249	86	147 61 3 0 0 0 0 0 0 0 0	147 213		
MEAN % OF STORM PRECIPITATION/% MOYEN DE PRÉCIPITATION LORS D'UNE TEMPÈTE													
TIME OF STORM (MIN)													
5 10	15	20	25	30	35	40	45	50	55 60				
10%	23	49	92	97	98	100	100	100	100				
20%	16	43	74	86	95	97	98	99	100				
30%	11	35	52	69	89	89	94	98	100				
40%	8	29	41	58	69	80	87	94	99				
50%	6	26	38	52	66	74	83	89	93				
60%	3	20	35	44	50	67	81	87	91				
70%	2	9	21	27	46	60	70	81	90				
80%	2	5	9	14	27	36	58	69	83				
90%	1	4	6	8	17	22	45	57	79				
DUREE DE LA TEMPETE (MIN)													
VALIRES DE 5 MN EN 1 HRE MAX NON RECTIFIEES													

TABLE 2.6 12 HOUR RAIN EVENTS AND THEIR 5-DAY ANTECEDENT RAINFALL
(RAINFALL AMOUNTS IN MILLIMETRES X 10)

TABLEAU 2.6 PLUIE DE 12 HEURE ET PLUIES DURANT LES 5 JOURS
PRECEDENTS (HAUTEURS DE PLUIE EN MILLIMETRES X 10)

STATION: VANCOUVER A BC													
SELECTION CRITERIA(MM*10): 6 HR 12 HR/CRITERES DE SELECTION (MM X 10): 5 MN- 1 HRE													
**	381	**	381										
PLUIES ANTERIEURES/ANTECEDENT RAINFALL													
YR MO DA DAY 0 -1 -2 -3 -4 -5 6 8 10 11 12 MAX MAX													
53 12 19	411	132	109	0	0	0	259	386	25 30 38 8 15 48 15 41 81 46 20 3	81			
54 11 17	406	18	31	201	108	0	274	391	13 20 23 25 18 20 46 58 69 40 23 18	69			
54 11 21	420	23	117	239	406	18	251	391	63 33 66 18 38 8 23 0 0 15 43 48	86			
55 11 2	610	0	0	0	120	8	384	531	23 28 36 51 53 76 69 69 63 53 23 5	76			
56 10 19	377	114	208	69	23	40	305	503	41 46 36 18 36 91 51 41 38 43 41 23	91			
58 1 23	377	213	3	40	0	0	239	466	41 46 38 36 33 36 38 40 41 43 33 33	48			
66 11 27													

A simple cumulative rainfall distribution chart (Tableau 2.5) presents the same information. These are available from Table 2.5. These graphs, however, are not available for all stations. Therefore, it is felt that these tabulations for the three stations shown could be valuable also to hydrologists design without any additional information.

Figure 2.5

1-HR STORM RAIN DISTRIBUTION REGINA SASKATCHEWAN

REPARTITION DE LA PLUIE LORS DE
TEMPETES D'UNE HEURE A REGINA
(SASKATCHEWAN)

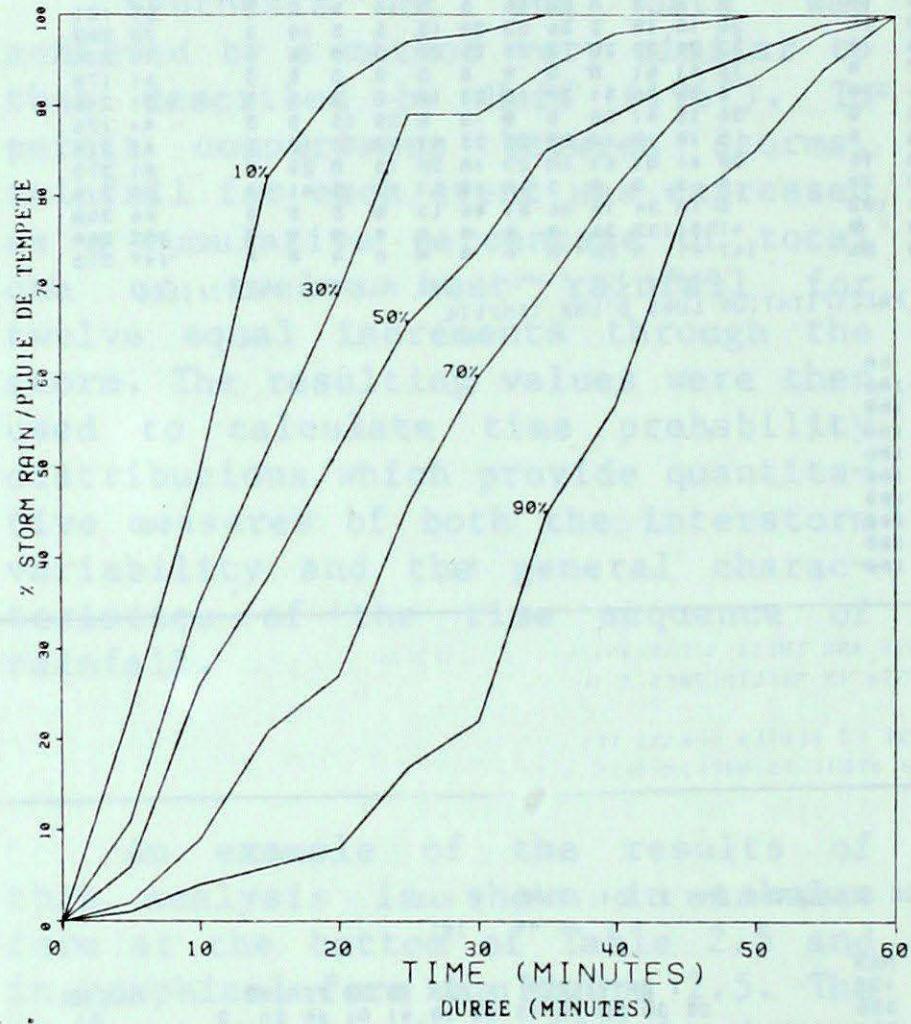
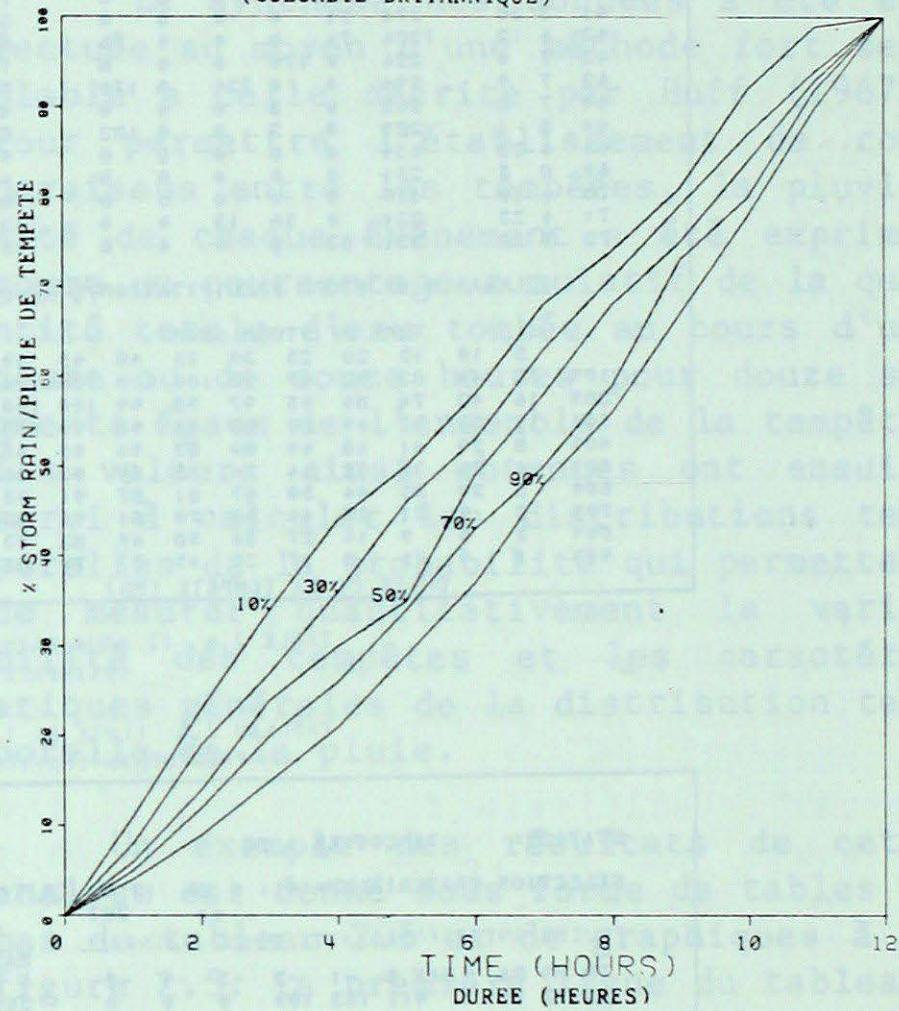


Figure 2.6

12 HOUR STORM RAIN DISTRIBUTION VANCOUVER A BC

REPARTITION DE LA PLUIE LORS DE
TEMPETES DE 12 HEURES A VANCOUVER
(COLOMBIE-BRITANNIQUE)



storms at Vancouver are completely analogous although they obviously depict an entirely different probability distribution. Regional time probability distributions were calculated simply by combining data from stations within homogeneous climatic regions (Figure 2.7).

The investigation of Canadian storms identified the fact that the variability in temporal distribution patterns in all parts of the country is extensive, although regional groups in storm characteristics were evident. For some Canadian climates, coastal climates in particular, the standard time distributions, such as the "Chicago", are totally inappropriate and represent an extremely rare event. For the bulk of the country, however, the standard distributions, although not among the most probable, are entirely possible.

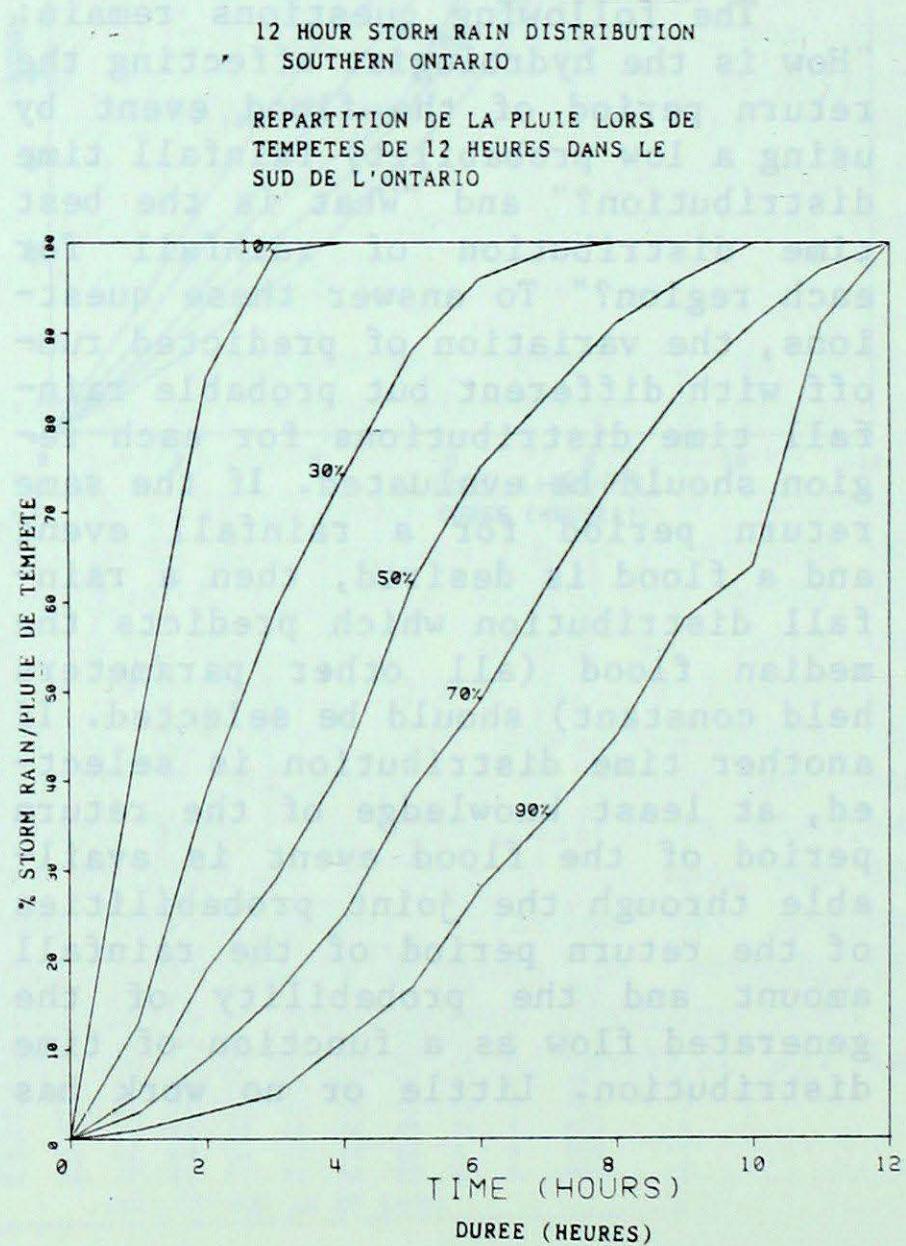
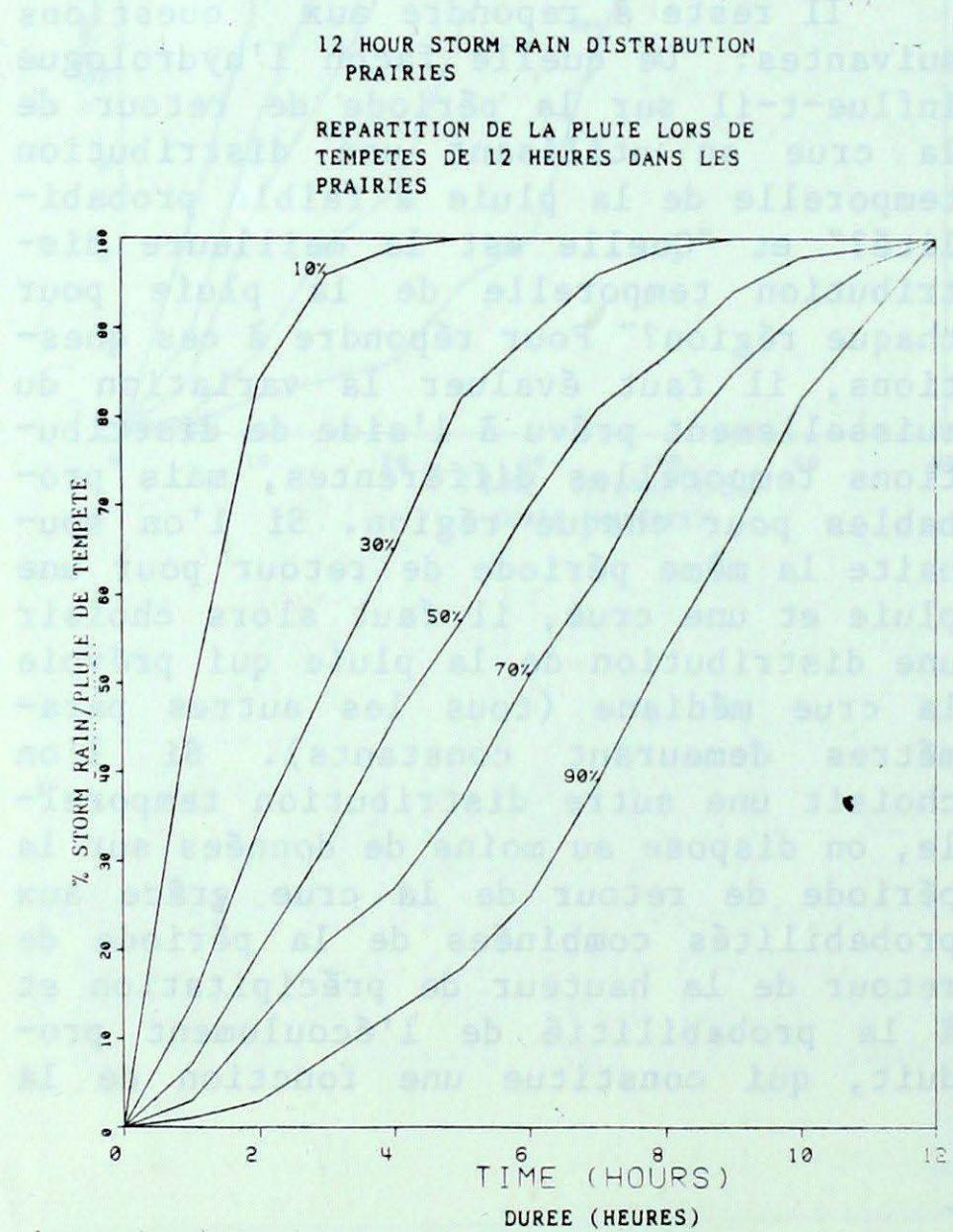
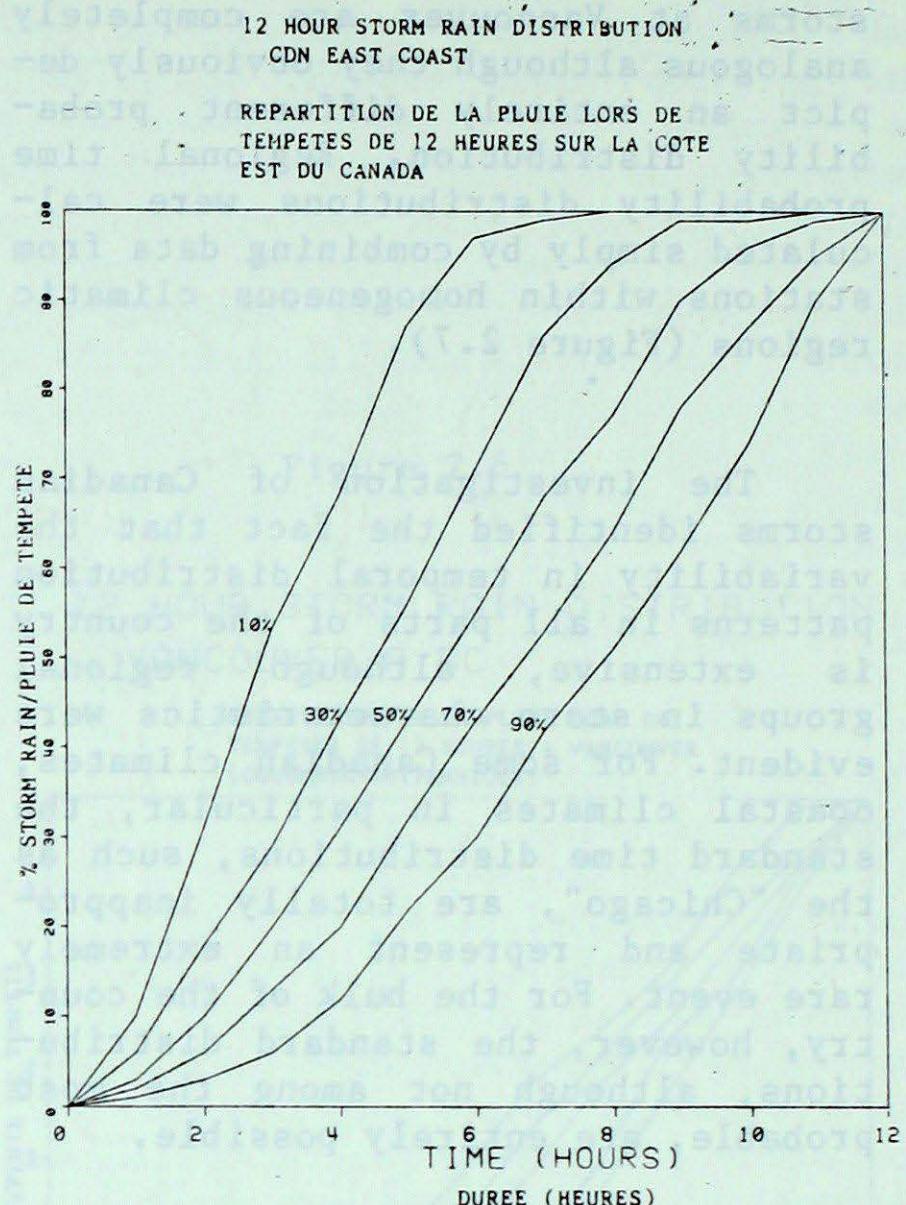
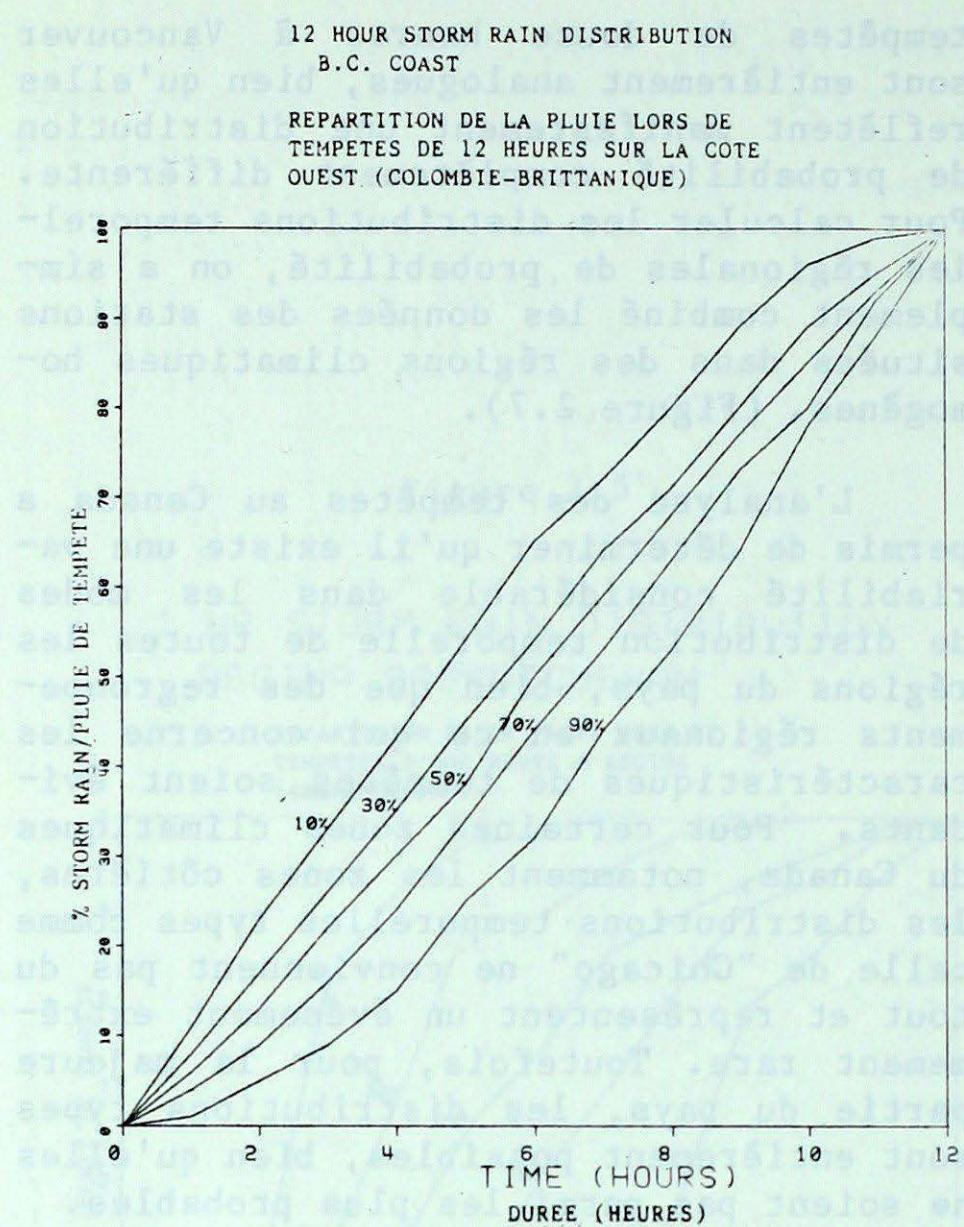
The following questions remain: "How is the hydrologist affecting the return period of the flood event by using a low probability rainfall time distribution?" and "What is the best time distribution of rainfall for each region?" To answer these questions, the variation of predicted runoff with different but probable rainfall time distributions for each region should be evaluated. If the same return period for a rainfall event and a flood is desired, then a rainfall distribution which predicts the median flood (all other parameters held constant) should be selected. If another time distribution is selected, at least knowledge of the return period of the flood event is available through the joint probabilities of the return period of the rainfall amount and the probability of the generated flow as a function of time distribution. Little or no work has

tempêtes de douze heures à Vancouver sont entièrement analogues, bien qu'elles reflètent manifestement une distribution de probabilité complètement différente. Pour calculer les distributions temporelles régionales de probabilité, on a simplement combiné les données des stations situées dans des régions climatiques homogènes. (Figure 2.7).

L'analyse des tempêtes au Canada a permis de déterminer qu'il existe une variabilité considérable dans les modes de distribution temporelle de toutes les régions du pays, bien que des regroupements régionaux en ce qui concerne les caractéristiques de tempêtes soient évidents. Pour certaines zones climatiques du Canada, notamment les zones côtières, les distributions temporelles types comme celle de "Chicago" ne conviennent pas du tout et représentent un événement extrêmement rare. Toutefois, pour la majeure partie du pays, les distributions types sont entièrement possibles, bien qu'elles ne soient pas parmi les plus probables.

Il reste à répondre aux questions suivantes: "De quelle façon l'hydrologue influe-t-il sur la période de retour de la crue en utilisant une distribution temporelle de la pluie à faible probabilité?" et "Quelle est la meilleure distribution temporelle de la pluie pour chaque région?" Pour répondre à ces questions, il faut évaluer la variation du ruissellement prévu à l'aide de distributions temporelles différentes, mais probables pour chaque région. Si l'on souhaite la même période de retour pour une pluie et une crue, il faut alors choisir une distribution de la pluie qui prévoie la crue médiane (tous les autres paramètres demeurant constants). Si l'on choisit une autre distribution temporelle, on dispose au moins de données sur la période de retour de la crue grâce aux probabilités combinées de la période de retour de la hauteur de précipitation et à la probabilité de l'écoulement produit, qui constitue une fonction de la

Figure 2.7



been done along these lines in a general sense.

distribution temporelle. Aucun travail de ce genre ou presque n'a été exécuté dans un sens général.

3. THE RAINFALL-RUNOFF RELATIONSHIP

- V. D. Hoang / J. Monfet -

3.1 Introduction

An analysis of precipitation such as that given earlier is certainly pertinent, but it is not the main aim of a design flood guide. Precipitation must be converted into streamflow if it is to serve any useful purpose, and this is the subject of this section.

Conversion of rainfall into streamflow is, quite rightly, one of the most popular hydrometric methods. Availability of rainfall data and the relative ease with which storms can be transposed from one place to another encourage the use of hydrometeorological methods. These methods enable one to estimate a design flood from rainfall, snowmelt, or a combination of both.

A brief description of what is probably the best-known hydrometeorological approach, the rational method. Other hydrometeorological methods will also be reviewed briefly including different ways of determining the runoff coefficient and of adapting a synthetic or unit hydrograph to it. General deterministic hydrological models are also considered to be hydrometeorological methods and will be discussed. Some light will be shed on the problem of floods produced by rainfall and snowmelt.

3.2 The Rational Method

The use of the rational method dates from the 19th century and urban drainage is the major field of application. The main value of this method is its simplicity as shown in the following well known formula:

3. METHODES HYDROPLUVIOMETRIQUES

3.1 Introduction

L'analyse des précipitations telle qu'effectuée dans la partie précédente de ce chapitre est intéressante mais ne constitue pas une fin dans un guide de crues de projet. Ces précipitations doivent pouvoir être transposées en débit pour être utilisables. C'est ce travail que nous présenterons dans les sections suivantes.

La transposition de la pluie en débit constitue une méthode hydrométrique des plus populaires. La disponibilité des données pluviométriques et la facilité relative de transposer la pluviométrie d'un endroit à un autre sont les raisons qui poussent les utilisateurs à favoriser les méthodes hydrométéorologiques. Le débit de crue de projet est alors reconstruit à partir de la pluie et/ou de la fonte de la neige.

La méthode hydrométéorologique la plus connue est probablement la méthode rationnelle, aussi celle-ci sera-t-elle présentée brièvement. Un survol des autres méthodes hydrométéorologiques sera aussi fait, soit les différentes façons d'évaluer le coefficient de ruissellement et d'y ajuster un hydrogramme unitaire ou synthétique. Les modèles hydrologiques de type déterministe sont classés parmi les méthodes hydrométéorologiques et nous en discuterons. Nous tenterons aussi d'éclaircir le problème des débits de crue occasionnés par la fonte de la neige et la pluie.

3.2 La méthode rationnelle

L'emploi de la méthode rationnelle remonte au XIX^e siècle et le drainage urbain est le principal secteur d'application. L'intérêt de cette méthode réside dans sa simplicité et la formule est bien connue:

$$Q_p = K CIA$$

where Q_p = peak flow (m^3/sec),
 C = runoff coefficient,
 I = rainfall intensity
(mm/h),
 A = area of the drainage
basin (ha),
 $K = 2.778 \times 10^{-3}$, conver-
sion constant

The following assumptions underlie the rational method:

(1) The rainfall intensity is uniform in time and space in the basin under study.

(2) The recurrence interval of the peak flow is the same as that of the rainfall.

(3) The runoff coefficient is constant.

(4) The surface runoff is characterized by a linear progression from the outlet to the most distant point.

These simplifying assumptions permit the calculation of the peak flow from a rainfall equal to or longer than the concentration time. Maximum runoff is attained with a rainfall equal to the concentration time, because rainfall intensity decreases as the duration increases. In this case the hydrograph is triangular and symmetrical.

The runoff coefficient can be determined in several different ways, and the principal methods will be discussed in Section 3.3.1. Rainfall intensity is obtained by analyzing point rainfall (see section 2). Concentration time must still be determined, and there are a variety of

où Q_p = débit de pointe (m^3/sec),
 C = coefficient de ruissellement,
 I = intensité de la pluie (mm/h),
 A = aire du bassin de drainage
(hectares),
 $K = 2,778 \times 10^{-3}$, constante
de conversion d'unité.

Les hypothèses suivantes sont à la base de la méthode rationnelle:

1) L'intensité de l'averse est uniforme dans le temps et dans l'espace pour le bassin étudié.

2) L'intervalle de récurrence du débit de pointe est le même que celui de l'averse.

3) Le coefficient de ruissellement est constant.

4) La surface contribuant au ruissellement varie progressivement et linéairement de l'exutoire jusqu'au point le plus éloigné.

Ces hypothèses simplificatrices permettent de trouver la valeur du débit de pointe pour une pluie d'une durée égale ou plus longue que le temps de concentration. Le débit maximum est rencontré avec une pluie d'une durée égale au temps de concentration puisque l'intensité des pluies diminue avec l'accroissement de la durée. Dans ce cas, l'hydrogramme est triangulaire et symétrique.

La détermination du coefficient de ruissellement peut s'effectuer de plusieurs façons; les principales seront discutées à la partie 3.3.1. L'intensité de la pluie est obtenue suite à l'analyse de la pluie ponctuelle (section 2). La détermination du temps de concentration reste à faire et diverses avenues sont

possible approaches. Kirpich's formula (1940) is often used for agricultural basins. Concentration time is proportional to the length of the channel and inversely proportional to the slope. Many Canadians make use of this formula. Mockus (1957) also has a method for determining concentration time. In addition, regional formulae have been established by different groups on the basis of their field experience and the availability of data. These two methods are most suitable for small watersheds and, as there are no specific values constituting a limit for its application, remain valid as long as the assumptions are acceptable.

3.3 Conventional Rainfall- Runoff Relationships

The techniques for converting rainfall into runoff have been in use for a long time and calculations are usually carried out in two stages: first, the runoff coefficient is applied to rainfall to produce the estimated runoff volume; the peak flow at a location is determined by a routing process, most often by using a hydrograph.

3.3.1 Runoff Coefficient

The runoff coefficient is defined as the ratio between surface runoff following a rainfall and the total rainfall volume. A great variety of variables are involved in determining the runoff coefficient. On the one hand, there are climatic factors: precipitation (type, intensity, duration, area and time distribution, volume of previous rainfalls), interception, evaporation and transpiration. On the other hand, there are basin characteristics, such as size, slope, orientation, elevation, drainage density, soil type (geology, pedology, permeability of different hor-

possibles. La formule de Kirpich (1940) est fréquemment utilisée pour les bassins agricoles. Le temps de concentration y est proportionnel à la longueur du canal et varie inversement à la pente. C'est une formule américaine que bien des canadiens utilisent. Mockus (1957) a aussi développé une méthode pour évaluer ce temps. Des formules régionales et même locales sont en usage, elles ont été établies par différents organismes selon leur expérience du milieu et la disponibilité des données. Ces deux méthodes sont bonnes pour les petits bassins versants. Aucune dimension précise ne constitue une limite supérieure d'application, cette formule demeure valable tant que les hypothèses sont acceptables.

3.3 Les méthodes hydropluviométriques conventionnelles

La transposition de la pluie en débit est une technique connue depuis longtemps et les calculs s'effectuent généralement en deux étapes. Premièrement le coefficient de ruissellement appliqué à la pluie permet d'estimer le volume ruisseau. Le débit de pointe à un endroit est trouvé en effectuant le cheminement de cette lame d'eau, généralement à l'aide d'un hydrogramme.

3.3.1 Le coefficient de ruissellement

Le coefficient de ruissellement se définit comme la rapport entre le ruissellement de surface dû à l'averse et le volume total précipité par l'averse. Une multitude de variables interviennent dans la détermination du coefficient de ruissellement. Il y a premièrement les facteurs d'ordre climatique, la précipitation (type, intensité, durée, les distributions spatiales et temporelles, le volume des pluies antérieures), l'interception, l'évaporation puis la transpiration et deuxièmement les caractéristiques du bassin, la grandeur, la pente, l'orientation, l'élévation, la densité de drainage, le type de sol (géologie,

izons), and soil use.

Runoff volume can be ascertained in several ways. One method is to calculate the quantity of water infiltrated and intercepted, and the quantity remaining in depressions, and to subtract this total from the total rainfall. Infiltration can be assessed using constant ratings or equations, particularly exponential decay equations. Horton's formula (1940) and its derivatives are most commonly used. These techniques require calibration from on-site gauge observations or the use of infiltrometers and are therefore little used for design purposes. Calibration is not the only requirement; use of a design rainstorm is also mandatory, as discussed in Section 2.6.

Empirical methods where the runoff coefficient is assigned according to both the physical characteristics of the basin and the rainfall are widely used. A certain number of very simple methods base the coefficient solely on land use (mainly in the urban context); others are based on the slope and land use. Horner and Flynt (1936) proposed coefficients varying from 0.40 to 0.80 for urban areas. Bernard (1935) suggested values of between 0.1 and 0.7, on the basis of soil type, topography and soil use. The Soil Conservation Service of the U.S. Department of Agriculture (1969) has developed its own methodology which allows for weighting various characteristics of the basin, the soil type, the land use and the volume of antecedent precipitation. Runoff is then determined using the following formula:

pédologie, perméabilité des différents horizons), et l'utilisation de ce sol.

Le volume d'eau ruisselé peut être connu de diverses façons. Une d'entre elles consiste à évaluer le volume infiltré, intercepté et retenu dans les dépressions puis de soustraire ces quantités de la pluie totale. L'infiltration peut être évaluée à l'aide d'indice constant ou d'équations. Ces dernières sont généralement à décroissance exponentielle. La formule de Horton (1940) et ses dérivés sont les plus employées. Ces techniques nécessitent généralement une calibration à partir d'enregistrements sur le bassin ou à l'aide d'infiltromètres. Elles sont pour ce fait peu employées à des fins de "design" dans les méthodes conventionnelles. En plus d'exiger une calibration, elles commandent l'utilisation d'un orage type tel que discuté en section 2.6.

Les méthodes empiriques où le coefficient de ruissellement est attribué selon les caractéristiques physiques du bassin et selon les pluies sont d'usage courant. Certaines sont très simples et le coefficient n'est basé que sur l'utilisation du sol (milieu urbain principalement); d'autres sur la pente et l'utilisation du sol. Horner et Flynt (1936), en milieu urbain, proposent des coefficients variant de 0,40 à 0,80. Bernard (1935) en se basant sur la topographie, le type de sol et l'utilisation du sol en milieu non urbain, suggère des valeurs de 0,1 à 0,7. Le Service de conservation des sols (SCS, 1969) du ministère de l'Agriculture américain (USDA) a développé une méthodologie permettant de pondérer différentes caractéristiques du bassin, le type et l'utilisation du sol et le volume des précipitations antérieures. Le ruissellement est alors évalué à l'aide de la formule:

$$Q = \frac{\left[P - 0.51 \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right) \right]^2}{P + 2.03 \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right)}$$

where Q = runoff (cm),
 P = rainfall (cm),
 CN = an index of basin characteristics

This method, unlike the preceding ones, presents a runoff coefficient that varies with the volume of precipitation. The value of the coefficient increases when rainfall increases. Harris (1978) adopted this method for use in Ontario and Monfet (1979) adapted it for use in Quebec, where runoff volume varies linearly with precipitation volume.

Other runoff coefficients can also be used, based on regional conditions. No technique has universal application. Each region has its own particularities, and results must be verified using local data before the validity of transposing a method can be determined.

The weakness of all of these computations is their failure to allow for variations in rainfall intensity, which therefore introduce errors.

3.3.2 Hydrographs

Once overall basin runoff depth is known, the next step is to compute how this volume of water will travel to the basin outlet or to the point where the design parameter is to be established.

The same flood routing methods developed for hydrological models can be used. The construction of a typical basin hydrograph is the simplest approach, and is used for design purposes in conventional hydrometeorolo-

ou Q = ruisseaulement (cm),
 P = pluie (cm),
 CN = quantification des caractéristiques du bassin.

Cette méthodologie, contrairement aux précédentes, présente des coefficients de ruisseaulement variables selon le volume de la précipitation. La valeur du coefficient augmente lorsque la pluie augmente. Harris (1978) a repris cette méthode et l'applique en Ontario. Monfet (1979) en a préparé une version modifiée applicable au Québec où le volume d'eau ruisseaué varie linéairement avec le volume de précipitation.

D'autres valeurs du coefficient de ruisseaulement peuvent être utilisées, elles sont généralement basées sur une expérience locale. Aucune technique ne peut être déclarée bonne universellement. Chaque région est particulière et une vérification des résultats obtenus à l'aide de données locales s'impose afin de juger de la validité de la transposition d'une méthode.

Toutes ces évaluations ont un point faible, c'est-à-dire, elles ne tiennent pas compte de l'intensité de la pluie et introduisent ainsi une erreur.

3.3.2 L'hydrogramme

Connaissant la lame d'eau ruisseauée sur l'ensemble du bassin il s'agit maintenant de préciser la façon dont cette quantité sera acheminée vers l'exutoire du bassin ou vers le point où le "design" est à faire.

Des méthodes de cheminement de crues sont utilisées dans les modèles hydrologiques et elles pourraient l'être ici. La construction d'un hydrogramme type au bassin est plus simple et habituellement est utilisée à des fins de "design" dans les

gical methods. The hydrograph can be established by means of on-site gaugings (or gaugings made nearby), or be based on basin and channel characteristics such as size, slope, roughness length and stream density.

It is possible to derive a unit hydrograph for rainfall of known duration or for an instantaneous unit hydrograph, if the runoff has been recorded for a certain number of floods at the site under study.

The unit hydrograph takes into account all basin and channel characteristics and is based on the following assumptions:

- 1) rainfall excess (runoff depth) is distributed uniformly for the duration of the rainfall from which the hydrograph is derived;
- 2) rainfall excess is of uniform intensity over the entire basin;
- 3) runoff duration is constant for rainfall of a given duration;
- 4) hydrograph ordinates are in direct proportion to total runoff volume.

A unit hydrograph is derived from recorded hydrographs which should be simple and follow periods of short intense rainfall corresponding to the assumptions given above. Duration of the unit hydrograph depends on the duration of rainfall excess. A hydrograph for any duration of rainfall can be derived using an S-curve or by putting several unit hydrographs together. The instantaneous unit hydrograph is a special example of the unit hydrograph, as, at least in theory, effective rain falls instantaneously on the basin. Chow (1964) gives computation methods

méthodes hydrométéorologiques conventionnelles. L'hydrogramme peut être défini en fonction d'enregistrements faits sur le site (ou près de celui-ci) ou à partir des caractéristiques du bassin et des canaux (dimensions, pente, rugosité, longueur, densité).

Il est possible de dériver un hydrogramme unitaire pour une pluie d'une durée connue ou un hydrogramme unitaire instantané si des enregistrements du débit ont été effectués pour quelques crues au site étudié.

L'hydrogramme unitaire intègre toutes les caractéristiques du bassin et du canal et est basé sur les hypothèses suivantes:

- 1) la pluie nette (lame ruisselée) est distribuée uniformément pour la durée de la pluie générant cet hydrogramme unitaire;
- 2) la pluie nette est uniforme sur toute la surface du bassin;
- 3) la durée du ruissellement est constante pour une pluie d'un temps donné;
- 4) les ordonnées de l'hydrogramme sont directement proportionnelles au volume de ruissellement total.

L'hydrogramme unitaire est dérivé d'hydrogrammes enregistrés et il est souhaitable que l'hydrogramme soit simple et consécutif à une pluie brève et intense qui reprend les hypothèses précédentes. La durée de l'hydrogramme unitaire dépend de la durée de la pluie nette. Un hydrogramme pour une durée quelconque de pluie peut être calculé à l'aide de la courbe en S ou en additionnant plusieurs hydrogrammes unitaires. L'hydrogramme unitaire instantané est un cas particulier de l'hydrogramme unitaire, la pluie efficace tombe théoriquement, instantanément sur le bassin. Chow (1964) présente les méthodes de calcul de ces hydrogrammes

for these unit hydrographs.

Where discharge gaugings are not available, synthetic unit hydrographs must be used. They are artificial because they are not based on streamflow but on the physical characteristics of the watershed under study. Snyder (1938) was one of the first hydrologists to calculate formulae establishing the relationship between basin characteristics and the properties of the hydrograph. They give a triangular unit hydrograph where the three points - rise time, base time and peak flow - are defined as a function of basin area, the length of the principal watercourse and the characteristic length or distance along the principal watercourse between the basin's centre of gravity and the basin outlet. The peak flow is determined using the following formula:

$$Q_p = (7.0 C_p A) / T_L$$

where Q_p = peak flow of the unit hydrograph (m^3/sec),

A = area of the watershed (km^2),

C_p = a coefficient varying from 0.59 to 0.69,

T_L = lag time - the elapsed time between the centre of gravity of the rainfall and the peak of the hydrograph (hours).

The U.S. Department of Agriculture Soil Conservation Service (SCS, 1969) has developed a dimensionless unit hydrograph where ordinate values are expressed as a non-dimensional relationship Q/Q_p and abscissa values as t/Pr where Q is the runoff at any moment t , Q_p represents peak runoff and Pr rise time. Peak runoff and rise time depend on basin area, dura-

unitaires.

Les cas où on ne dispose pas d'enregistrement des débits, exigent le recours à des hydrogramme synthétiques. Ces hydrogrammes sont artificiels en ce sens qu'ils ne sont pas basés sur l'écoulement mais sur les caractéristiques physiques du bassin versant à étudier. Snyder (1938) fut un des premiers hydrologues à établir des formules permettant de relier les caractéristiques du bassin aux propriétés de l'hydrogramme. Il s'agit d'un hydrogramme unitaire triangulaire. Les trois points, temps de montée, temps de base et débit de pointe sont définis en fonction de l'aire du bassin, de la longueur du cours d'eau principal et de la longueur caractéristique ou distance sur le cours d'eau principal entre le centre de gravité du bassin et l'exutoire du bassin. La formule pour évaluer le débit de pointe est la suivante:

$$Q_p = (7.0 C_p A) / T_L$$

où Q_p = débit de pointe de l'hydrogramme unitaire (m^3/sec),

A = superficie du bassin versant (km^2),

C_p = coefficient dont la grandeur varie de 0,59 à 0,69,

T_L = temps de réponse ou "lag" soit le temps écoulé entre le centre de gravité de l'averse et la point l'hydrogramme (heures).

Le Service de conservation des sols (SCS, 1969) du ministère de l'Agriculture américain a aussi élaboré un hydrogramme unitaire adimensionnel où les valeurs en ordonnée sont exprimées sous la forme d'un rapport sans dimension Q/Q_p et les valeurs en abcisse sous la forme t/Pr . Q est le débit à tout instant t , Q_p est le débit de pointe et Pr , le temps de montée. Le débit de pointe et le temps de

tion of rainfall excess, length of the main channel and slope of the watercourse. The peak flow of the unit hydrograph is calculated using the following formula:

$$Q_p = 5.29 A/P_r$$

where A = area of the watershed (km^2),

P_r = rise time (hours).

The Tennessee Valley Authority (1973) has developed a unit hydrograph using a double triangle defined at four points. Major elements corresponding to these four values are basin area, shape, length of the main water course, drainage density, percentage wooded and soil type. Hoang (1977) has successfully modified and applied this method to small watersheds in southern Quebec. The peak flow is calculated using the following formula:

$$Q_p = K A^a$$

where Q_p = peak flow of a unit hydrograph resulting from a net rainfall of two hours (m^3/sec),

A = area of the watershed (km^2),

K, a = regional constants

Hoang (1977) has developed by regression the values of the regional constants for southern Quebec.

It is interesting to compare the different formulae used to calculate peak flow. In all of these formulae, area is the common element. In the Snyder and SCS formulae, the flow varies linearly according to area while the Hoang model contains an exponent

montée sont fonction de l'aire du bassin de la durée de la pluie nette, de la longueur du canal principal et de la pente du cours d'eau. Le débit de pointe de l'hydrogramme unitaire se calcule par la formule:

où A = superficie du bassin versant (km^2),

P_r = temps de montée (heures)

Le "Tennessee Valley Authority" (1973) a mis au point un hydrogramme unitaire sous la forme d'un double triangle défini en quatre points. Ces quatre valeurs sont fonction principalement de la superficie du bassin, de sa forme, de la longueur du cours d'eau principal, de la densité de drainage, du pourcentage boisé et du type de sol. Hoang (1977) a modifié et appliqué avec succès cette méthode pour les petits bassins versants du Québec méridional. L'évaluation du débit de pointe se fait à l'aide de la formule:

où Q_p = débit de pointe pour un hydrogramme unitaire résultant d'une pluie nette de deux heures (m^3/sec),

A = superficie du bassin versant (km^2),

K, a = constantes régionales.

Hoang (1977) a établi par régression les valeurs des constantes régionales pour le Québec méridional.

La comparaison des différentes formules pour évaluer le débit de pointe est intéressante. L'aire constitue l'élément commun on trouve chez Snyder et le SCS une variation linéaire du débit en fonction de l'aire alors que Hoang lui attribue un exposant qui demeure voisin de

of area that approaches unity. Snyder and the SCS include a reference to time, and although Hoang makes no mention of time in his formula, he does specify that his formula is for a hydrograph derived from net rainfall of two hours.

The Alberta Flood Forecast Centre (Alberta Environment) makes use of the unit hydrograph to produce operational streamflow forecasts for 30 river basins.

3.4 Runoff Produced by Rain and Snowmelt

Since the establishment of a relationship between rainfall and runoff is already quite complex, the addition of snowmelt makes it doubly difficult. The physical phenomena involved are far from simple. Rain infiltrates snow, transmits melt energy and then either runs off, or infiltrates the soil, or is retained by the snowpack.

Snowmelt can be computed during periods of rainfall, using the formula presented in Section 6.2. As this equation makes it possible to determine the depth of the runoff caused by the melt, the next step is to add the volume of rain runoff. Fresh snow with small crystals has a high retention capacity and will store almost all rainfall that falls on it. In contrast, old snow has a very limited storage capacity and almost all rainfall will run off. As snow conditions of this kind are frequent during thaw periods, almost all rainfall received must be included in runoff volume.

In Canadian conditions, these events (rain and snowmelt) generally produce runoff greater than that brought about by either rain or snowmelt alone. The analysis of rainfall

l'unité. Snyder et le SCS font intervenir une référence au temps alors que Hoang n'en fait pas mention dans la formule mais spécifie qu'il s'agit d'un hydrogramme résultant d'une pluie nette de deux heures.

Le centre de prévision de crue d'Alberta (ministère de l'Environnement d'Alberta) a utilisé les hydrogrammes unitaires avec la relation "pluie-débit" pour faire la prévision sur 30 rivières.

3.4 Le débit produit par la pluie et la fonte de la neige

L'établissement d'une relation entre la pluie est déjà relativement complexe, l'ajout de la fusion de la neige le rend doublement difficile. Les phénomènes physiques ne sont pas simples. La pluie s'infiltre dans la neige, lui transmet de l'énergie de fonte puis la partie non retenue par le couvert neigeux s'additionne à la fonte si elle a lieu et finalement s'infiltre dans le sol ou ruisselle.

La fonte en période de pluie peut être évaluée à l'aide de la formule présentée en section 6.2. Cette équation permet de connaître la lame d'eau libérée par la fonte: il s'agit alors d'ajouter la portion de la pluie qui ruisselle. Une neige fraîche où les cristaux sont de faible dimension présente un fort pouvoir de rétention et pratiquement toute la pluie reçue y sera emmagasinée. Une neige vieille, par contre, a un pouvoir d'emmagasinage très restreint et pratiquement toute la pluie ruisselle. Cette dernière condition de la neige est fréquente en période de fonte, aussi pratiquement toute la pluie reçue doit être incluse dans le volume à évacuer.

Ces événements (pluie et fonte) provoquent généralement dans les conditions canadiennes des crues supérieures à celles occasionnées uniquement par la fonte ou par la pluie. L'analyse des précipi-

of varying recurrences during thaw periods has proven to be a necessity. Such an analysis of rainfall is presented in Section 2.4.3.

A runoff coefficient approaching unity, and the snowmelt equation (presented in section 6.2) make it possible to determine the depth of water available for runoff. The temporal distribution of this volume of water at one point in the watercourse can then be determined by using a hydrograph. The methods described in Section 3.3.2 apply when the river is free of ice. The resulting hydrograph may be different from the hydrograph caused by a summer storm, since snowmelt and spring rains are usually longer and less intense than summer storms.

3.5 General Deterministic Hydrological Models

3.5.1 Background

The advent of the computer in the sixties encouraged hydrological researchers to make greater use of digital simulation because of the computer's tremendous execution speed. Over the past twenty years, considerable effort has been spent on developing, refining and applying generalized models for hydrological forecasting, recomputing runoff, and carrying out statistical analyses of simulated streamflow based on climatic data and physical characteristics of the watershed.

3.5.2 Functioning of these Models

The general hydrological model is a synthesis of a continuous hydrograph for a given period, at a given point on a watershed, using such parameters as precipitation, evaporation, initial soil conditions, and the physical characteristics of the

tations pluviales de diverses récurrences en période de fonte s'avère nécessaire. La section 2.4.3 présente une analyse de telles pluies.

Un coefficient de ruissellement voisin de l'unité et l'équation de fonte (présentée en section 6.2) permettent d'évaluer la hauteur de la lame d'eau qui ruissellera. L'utilisation d'un hydrogramme permet alors de connaître la répartition temporelle de ce volume d'eau en un point du cours d'eau. Les méthodes décrites en 3.3.2 s'appliquent lorsque la rivière est libre de glaces. L'hydrogramme résultant risque d'être différent de celui provoqué par un orage puisque la fonte et les pluies printanières ont une durée plus longue et une intensité moins grande que les orages estivaux.

3.5 Les modèles hydrologiques de type déterministe

3.5.1 L'histoire

L'avènement de l'ordinateur dans les années 60 encourage les chercheurs en hydrologie à utiliser de plus en plus la simulation digitale, à cause de la grande vitesse d'exécution de l'ordinateur. Durant les vingt dernières années beaucoup d'efforts ont donc été consacrés pour développer, raffiner et appliquer les modèles hydrologiques dans le but de faire la prévision hydrologique, de reconstituer des débits et d'effectuer des analyses statistiques sur les écoulements simulés à partir des données climatiques et des caractéristiques physiques du bassin versant.

3.5.2 Le fonctionnement de ces modèles

Les modèles hydrologiques synthétisent un hydrogramme continu pour une période déterminée en un point donné d'un bassin versant à partir de données d'entrée telle la précipitation, l'évaporation, les conditions initiales d'humidité du sol et les caractéristiques physiques

watershed. Although a variety of hydrological models have been developed throughout the world, their complexity and utility vary greatly depending on whether they were designed for hydrological forecasting or for managing hydraulic projects. Figure 3.1 shows a model of this type and illustrates the process of synthesis.

These models generally work in two states. First, the "production function" establishes the volume of precipitated water that will be computed in the runoff, on the basis of soil moisture. Secondly, one or several "transfer functions" illustrate the movement of this volume of water to the basin outlet or to the point under study.

The final objective of the model is the translation of water input into the discharge from the watershed. The resulting simulated or calculated streamflow, is compared with the observed streamflow from the basin. If the agreement seems to be unsatisfactory, certain parameters of the model are modified successively until differences are minimized between calculated and known runoff. This process is known as calibrating the model. Different criteria are used to assess the model's performance. The correlation coefficient, the Nash criterion, the peak criterion, and the volume criterion, as well as a global criterion, are most commonly used. Rousseau, Sauve and Warren (1976) describe the computation method used. Graphs of known and simulated runoff also allow for a visual judgement of results.

3.5.3 Criteria for selecting a model

The selection of a hydrological model is based on the following criteria:

du bassin versant. Plusieurs modèles hydrologiques ont été élaborés à travers le monde. Leur complexité et leur utilité varient grandement selon l'objectif visé, soit pour la prévision hydrologique, soit pour la gestion des aménagements hydrauliques. Un modèle de ce genre est représenté sur la figure 3.1 et illustre la réalisation du processus de synthèse.

Les modèles fonctionnent généralement en deux étapes. Premièrement, la "fonction de production" détermine selon l'état d'humidité du sol, le volume d'eau précipité qui alimente l'écoulement. Deuxièmement, une ou plusieurs "fonctions de transfert" acheminent cette quantité d'eau à l'exutoire du bassin ou au point qui nous intéresse.

L'apport en eau est donc transformé par le modèle pour atteindre l'objectif final, soit le débit sortant d'un bassin versant. Le débit de sortie résultant, appelé simulé ou calculé est comparé au débit observé du bassin. Si la concordance ne semble pas satisfaisante, on modifie certains paramètres du modèle par itération successive jusqu'à ce qu'on obtienne une correspondance satisfaisante entre les débits calculés et observés. Ce processus est appelé le calage modèle. Différents critères sont utilisés pour quantifier la qualité du calage d'un modèle. Le coefficient de corrélation, le critère de Nash, de pointe, de volume et un critère global sont les plus fréquemment utilisés. Rousseau, Sauvé et Warren (1976) présentent la méthode de calcul. Les graphiques des débits observés et simulés permettent aussi de porter un jugement visuel sur les résultats obtenus.

3.5.3 Critères de sélection d'un modèle

La sélection d'un modèle hydrologique est basée sur les critères suivants:

Figure 3.1: Diagram of the functioning of a general deterministic model

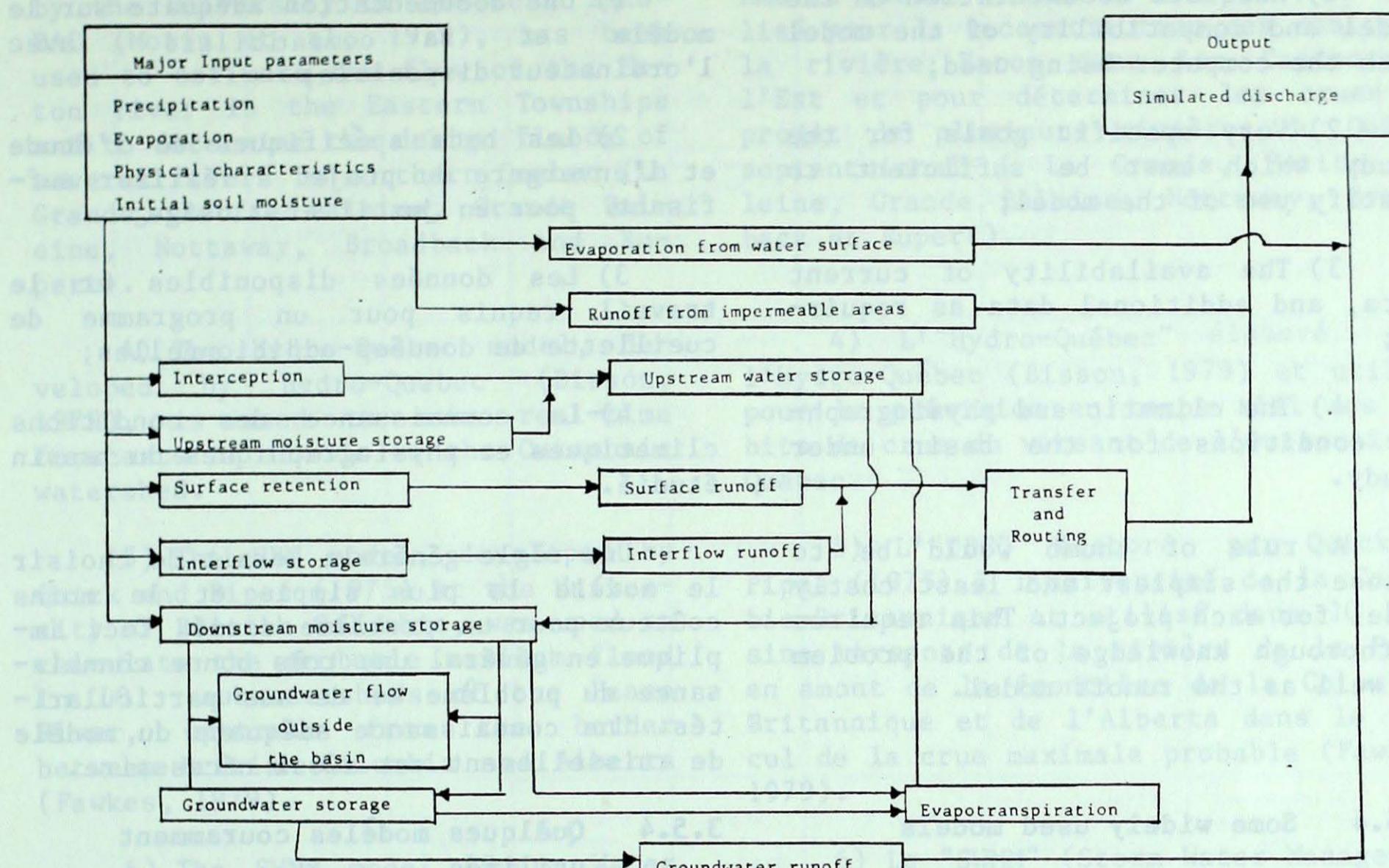
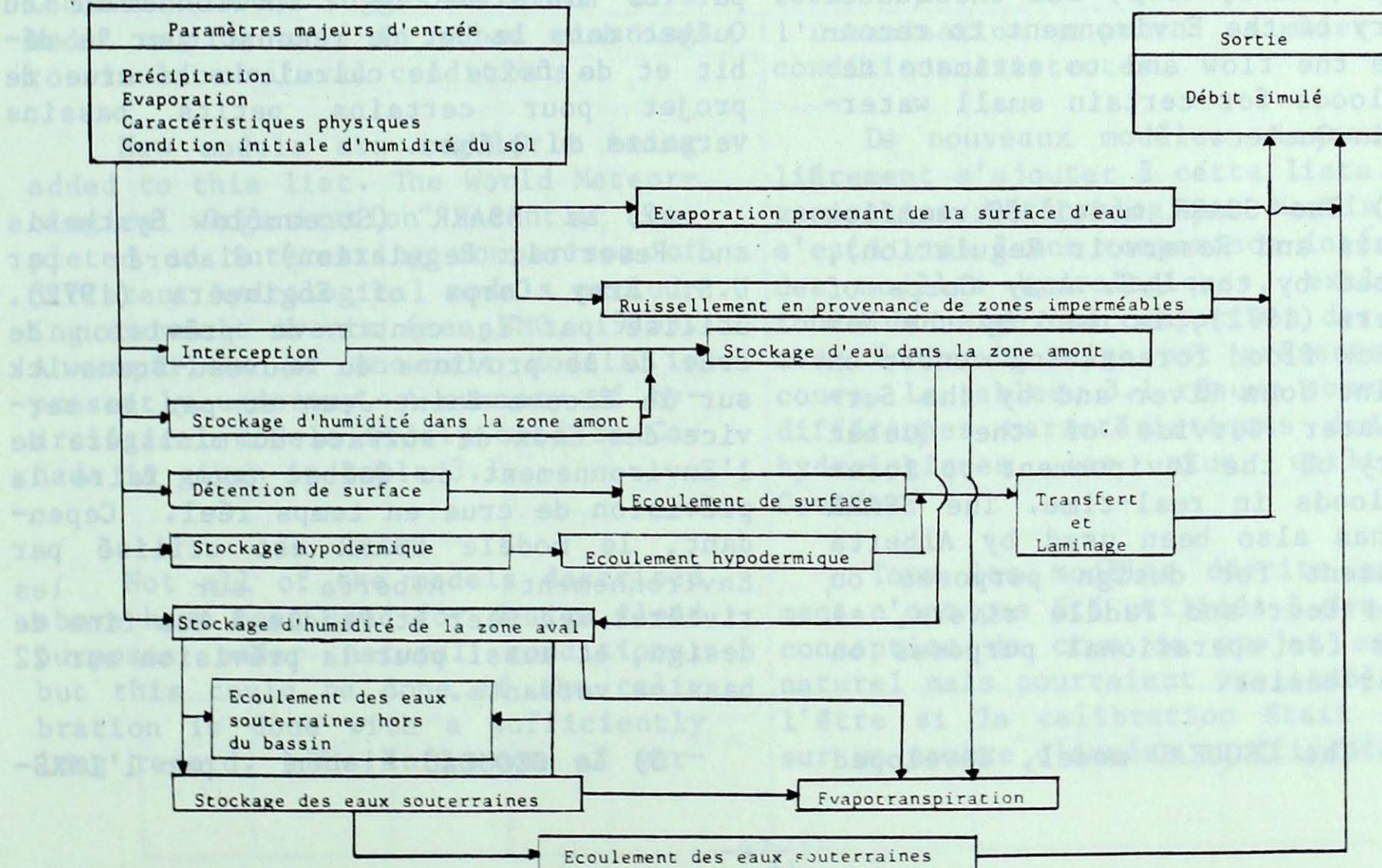


Figure 3.1: Schéma de fonctionnement d'un modèle de type déterministe



- 1) Adequate documentation on the model and compatibility of the model with the computer being used;
- 2) Very specific goals for the study which must be sufficient to justify use of the model;
- 3) The availability of current data, and additional data as required;
- 4) The climatic and physiographic conditions for the basin under study.

A rule of thumb would be to choose the simplest and least costly model for each project. This requires a thorough knowledge of the problem as well as the runoff model.

3.5.4 Some widely used models

1) The Stanford Watershed model, developed by Crawford and Linsley (1966), has been used by Laval University (Ahmed, 1978) and the Quebec Ministry of the Environment to reconstitute the flow and to estimate design floods for certain small watersheds in Quebec.

2) The SSARR model (Streamflow Synthesis and Reservoir Regulation), developed by the U.S. Army Corps of Engineers (1972), is used by the New Brunswick flood forecasting centre on the Saint John River and by the Surface Water Service of the Quebec Ministry of the Environment to forecast floods in real-time. The SSARR model has also been used by Alberta Environment for design purposes on the Red Deer and Paddle rivers, as well as for operational purposes on 22 river basins.

3) The CEQUEAU model, developed

- 1) Une documentation adéquate sur le modèle et sa compatibilité avec l'ordinateur disponible;
- 2) Les buts spécifiques de l'étude et l'envergure du projet à réaliser suffisants pour en justifier l'usage;
- 3) Les données disponibles et le travail requis pour un programme de cueillette de données additionnelles;
- 4) La connaissance des conditions climatiques et physiographiques du bassin étudié.

Une règle générale serait de choisir le modèle le plus simple et le moins coûteux pour un problème donné. Ceci implique en général une très bonne connaissance du problème et de ses particularités. Une connaissance adéquate du modèle de ruissellement est aussi nécessaire.

3.5.4 Quelques modèles couramment utilisés

1) Le "Stanford Watershed" développé par Crawford et Linsley (1966), utilisé par l'université Laval (Ahmed. 1978) et par le ministère de l'Environnement du Québec dans le but de reconstituer le débit et de faire le calcul de la crue de projet pour certains petits bassins versants du Québec.

2) Le "SSARR" (Streamflow Synthesis and Reservoir Regulation) élaboré par U.S. Army Corps of Engineers (1972). utilisé par le centre de prévision de crue de la province du Nouveau-Brunswick sur le fleuve Saint-Jean et par le service des Eaux de surface du ministère de l'Environnement du Québec pour faire la prévision de crue en temps réel. Cependant, le modèle SSARR est utilisé par Environnement Alberta sur les rivières Red Deer et Paddle à des fins de design, et aussi pour la prévision sur 22 bassins versants.

3) Le CEQUEAU élaboré par l'INRS-

by the University of Quebec's INRS-EAU (Morin et al, 1979), has been used to estimate the flow of the Eaton river in the Eastern Townships and to determine the design floods of several rivers in northern Quebec (La Grande, Petite Baleine, Grande Baleine, Nottaway, Broadback and Rupert).

4) The Hydro-Quebec model, developed by Hydro-Quebec (Bisson, 1979), is used to make real-time forecasts of floods in the Outaouais watershed.

5) The UBC model, developed by Quick and Pipes (1975) at the University of British Columbia, was used to calculate the probable maximum flood in 10 subwatersheds of the Peace River, upstream from the border between British Columbia and Alberta (Fawkes, 1979).

6) The SWMM model (Storm Water Management Model), developed by the Environmental Protection Agency (Huber, 1977), has been used to establish the design flood in urban areas. Leclerc (1979) suggested that this model may be used in urban planning to simulate natural conditions.

New models are regularly being added to this list. The World Meteorological Organization recently completed an interesting comparison of different hydrological models excluding snowmelt events (see WMO, 1975). A comparison of snowmelt models is presently underway. A summary of hydrological models widely used in Canada is given in table 3.1.

Not all of the models described above have been used for design flood purposes under natural conditions, but this could be done if the calibration is done with a sufficiently long record. The influence of var-

EAU du Québec (Morin et al, 1979) et utilisé pour la reconstitution des débits de la rivière Eaton dans les Cantons de l'Est et pour déterminer les crues de projet de plusieurs rivières du Québec septentrional (La Grande, Petite Baleine, Grande Baleine, Nottaway, Broadback et Rupert).

4) L'"Hydro-Québec" élaboré par l'Hydro-Québec (Bisson, 1979) et utilisé pour la prévision en temps réel des débits de crue du versant de l'Outaouais au Québec.

5) L'"UBC" élaboré par Quick et Pipes (1975) à l'université de la Colombie-Britannique et utilisé dans 10 bassins versants de la rivière de la Paix, en amont de la frontière de la Colombie-Britannique et de l'Alberta dans le calcul de la crue maximale probable (Fawkes, 1979).

6) Le "SWMM" (Storm Water Management Model) développé par l'EPA (Huber, 1977) est un modèle utilisé pour effectuer du design en milieu urbain. Leclerc (1979) suggère que ce modèle peut être employé lors de la planification de l'urbanisation pour simuler les conditions existentes.

De nouveaux modèles viennent régulièrement s'ajouter à cette liste. L'Organisation Météorologique Mondial (OMM) s'est livrée à une comparaison intéressante des modèles hydrologiques, excluant la fonte de neige. La comparaison des modèles avec fonte de neige est présentement en cours. Le tableau 3.1 résume sommairement différentes caractéristiques des modèles hydrologiques les plus utilisés au Canada.

Tous les modèles décrits précédemment n'ont pas été utilisés à des fins de conception de crue de projet en milieu naturel mais pourraient vraisemblablement l'être si la calibration était réalisée sur un nombre d'années suffisant. La ré-

Table 3.1
Summary table of the hydrological models (see WMO, 1975)

Name of model (abbreviation)	Applications	Number of parameters determined by trial and error	Major data needs				Output
			Rainfall and duration	Discharge	Potential Evapotrans- piration	Basin character- istics	
Stanford	Forecast; re-constitution of flow; calc. of probable maximum flood	12	1 hour or daily	daily	daily and monthly	area, length, histogram, concentration time, etc.	daily discharge
Streamflow Synthesis and Reservoir Regulation (SSARR)	Forecast; re-constitution of flow; calc. of probable maximum flood	Several parameters	From 1 hr to 1 day	From 1 hr to 1 day	daily and monthly	basin area elevation, location & distribution of hydrometric stations, etc.	discharge & level
University of Quebec INRS-EAU (CEQUEAU)	Forecast; simulation of water level; reconstitution of flow; calc. of probable maximum flood	17	Daily	Daily	calculated by the model	area; percent forested; number of square grids in the basin	discharge & level
University of British Columbia (UBC)	Forecast; calc. of probable maximum flood	Approx. 8	1 hour or daily	1 hour or daily	computed by model	basin area - elevation	daily discharge

Tableau 3.1
Tableau du résumé des modèles hydrologiques (voir WMO, 1975)

Nom du modèle (abréviation)	Utilisations	Nombre des paramètres déterminés par tatonnement	Principales données d'entrée				Sortie
			Durée de la précipitation	Débit	Evapotrans- piration potenti- elle	Caractéris- tiques du bassin	
Stanford	Prévision; reconstitution; calcul de crue maximale probable	12	horaire ou journalier	jour- nalier	journa- lier et mensuel	superficie longueur, histogramme, temps de concentration, etc	Débit jour- nalier
Streamflow Synthesis and reservoir regulation (SSARR)	Prévision; reconstitution; calcul de crue maximale probable	Plusieurs para- mètres	de horaire à journalier	de horaire à journalier	journa- lier et mensuel	Superficie, Elé- vation, etc	Débit & niveau
Université du Québec INRS-EAU (CEQUEAU)	Prévision; simuler des niveaux d'eau reconstitution; calc- cul de crue maxi- male probable	17	journalier	journa- lier	le modèle le calcule	Superficie pourcen- tage de forêt, nombre de carreaux entiers du bassin	Débit & niveau
Université de Colombie-Britannique (UBC)	Prévision; calcul de la crue maximale probable	Approx. 8	horaire ou journalier	horaire ou jour- nalier	le modèle le calcule	courbe hypso- métrique	Débit jour- nalier

ious parameters under extreme conditions would then be known, and it would be possible to extrapolate. However, the parameters of the models still cannot be transferred. If this were possible, the flow of an ungauged river could be simulated using physiographic and climatological data.

In conclusion, these models are valuable tools when well calibrated, but are not widely used for design flood purposes.

action des divers paramètres dans des conditions sévères est alors connue et il est possible d'extrapoler les résultats. Nous n'avons cependant pas encore complètement atteint le stade de transférabilité des paramètres des modèles, ce qui permettrait de simuler le débit sur une rivière non jaugée à l'aide des données physiographiques et climatologiques.

En conclusion, les modèles sont des outils puissants s'ils sont bien calibrés, par contre, ils sont encore peu utilisés à des fins de conception de la crue de projet.

4. AREAL PRECIPITATION ANALYSIS

4. ANALYSE SPATIALE DE LA PRÉCIPITATION

- W. D. Hogg -

4.1 Introduction

Gauge measurements of rainfall are point samples in a two dimensional field. In hydrology, only areal rainfall information is useful because the stream is a natural integrator of the precipitation over the drainage basin. For very small basins ($< 25 \text{ km}^2$) in non-mountainous terrain, rainfall measured at a single point is considered to be representative of the rainfall averaged over the entire basin. When the area of a basin exceeds 25 km^2 , all rainfall records in and near the catchment should be analysed to take proper account of the spatial and temporal variation of rainfall over the basin. If only rainfall information from a single point is available, as is often the case in hydrological design for basin areas up to 1000 km^2 , the average basin rainfall should be obtained by reducing the point value using curves such as those shown in Figure 2.1 and discussed earlier.

For basins with areas greater than a few hundred square kilometers it may well be necessary to determine actual areal precipitation of historical storms for design purposes, using data from several gauges. The storms may be ones that actually occurred over the basin of interest or ones that occurred in the same climatic region as the basin and which could have occurred over the basin. The transposition of such storms is discussed in section 5 of this monograph.

The events to be included in such an analysis are to a large de-

4.1 Introduction

Les mesures pluviométriques sont des échantillons de points dans un champ bidimensionnel. En hydrologie, seuls les renseignements sur la distribution de la précipitation sont utiles parce que le débit est une intégration naturelle de la précipitation sur le bassin de réception. Pour les très petits bassins ($< 25 \text{ km}^2$), dans un terrain montagneux, on considère que la précipitation mesurée en un seul point est représentative de la précipitation moyenne de tout le bassin. Lorsque la superficie d'un bassin excède 25 km^2 , on devrait analyser toutes les données recueillies dans la région immédiate des eaux et près de celui-ci afin de tenir compte convenablement des variations spatiales et temporelles de précipitation sur le bassin. Si l'information d'un seul point est disponible, comme c'est souvent le cas pour les travaux hydrologiques exécutés dans des bassins mesurant jusqu'à 1000 km^2 , la précipitation moyenne du bassin peut être calculée en réduisant les valeurs ponctuelles et en utilisant des courbes semblables à celles qui sont présentées à la figure 2.1 et dont on a parlé plus tôt.

Pour les bassins dont la superficie dépasse quelques centaines de kilomètres carrés, il peut être nécessaire, aux fins de conception d'un projet, de déterminer la précipitation surfacique exacte occasionnée par certaines tempêtes antérieures en se servant de données provenant de plusieurs pluviomètres. Il peut s'agir de tempêtes qui ont déjà eu lieu sur le bassin en question ou dans la même région climatique, et qui auraient pu se produire sur le bassin. La transposition des tempêtes est étudiée à la section 5.

Les tempêtes à considérer dans une telle analyse sont dans une large mesure

degree determined by the required design criteria. These vary according to provincial jurisdiction and the individual structure being designed. In the Province of Ontario, for example, some structures must be designed to survive events with the magnitude of specific historical events, such as Hurricane Hazel for Southern Ontario, centred over the basin of interest (Ontario Ministry of Transportation and Communications, 1978). This design criterion is often referred to as the "standard project flood" which the U.S. Army Corps of Engineers (Hydrologic Engineering Center, 1975) defines as "the flood that can be expected from the most severe combination of meteorologic and hydrologic conditions that are considered reasonably characteristic of the geographic region involved, excluding extremely rare combinations." The storm causing the standard project flood is referred to as the standard project storm. The technique and its application is described in much more detail in Hydrologic Engineering Center (1975). Methods of calculating areal precipitation for use with such techniques will be described in greater detail, below.

4.2 Methods of Areal Precipitation Determination

There are several methods commonly used for estimating average precipitation over an area from gauge data, and they are all described in numerous texts and manuals (e.g. Gray 1970, Bruce and Clark 1966, WMO 1974). The methods will be summarized here for convenience.

4.2.1 Arithmetic Mean

The arithmetic mean of all the precipitation values observed in the area is the simplest objective estimate of average precipitation and is suitable only for areas with a high

déterminées par les exigences du projet. Celles-ci varient selon les provinces et les ouvrages à construire. En Ontario, par exemple, certains ouvrages doivent être conçus de façon à pouvoir supporter l'ampleur de certaines tempêtes (l'ouragan Hazel pour le sud de l'Ontario) ayant eu pour centre le bassin considéré (ministère des Transports et des Communications de l'Ontario, 1978). Ce critère de construction est souvent appelé "crue type" et le U.S. Army Corps of Engineers (Hydrologic Engineering Center, 1975) le définit comme "la crue que l'on peut attendre de la pire combinaison des conditions météorologiques et hydrologiques raisonnablement considérées comme caractéristiques de la région géographique en cause, à l'exclusion des combinaisons extrêmement rares". La tempête ayant causé la crue type est appelée "tempête type". On trouvera dans Hydrologic Engineering Center (1975) une description beaucoup plus détaillée de cette technique et de son application. Les méthodes de calcul de la précipitation surfacique utilisées à cet effet sont présentées plus longuement ci-dessous.

4.2 Méthodes de détermination spatiale de la précipitation

On utilise couramment plusieurs méthodes pour évaluer la précipitation surfacique moyenne à partir de données pluviométriques. Ces méthodes sont décrites dans de nombreux textes et manuels (par exemple, Gray, 1970; Bruce et Clark, 1966; WMO, 1974). En voici une brève présentation.

4.2.1 Moyenne arithmétique

La moyenne arithmétique de toutes les valeurs de précipitation enregistrées dans une zone constitue l'évaluation objective la plus simple de la précipitation moyenne; elle ne convient qu'aux

density of uniformly spaced gauges.

4.2.2 Thiessen Polygons

The polygon method illustrated in Figure 4.1 (taken from WMO, 1974) is used with non-uniform station spacing, and gives weights to station data linearly proportional to the separation between stations. In this procedure, lines are drawn between adjacent stations on a map. The perpendicular bisectors of these lines form a pattern of polygons with one station per polygon. Each station is considered representative of the precipitation in its polygon, and the area of the polygon within the boundary of the area (basin) of interest is used as a weighting factor for the station precipitation. The sum of the weighted precipitation values is divided by the total area of interest to obtain the average precipitation.

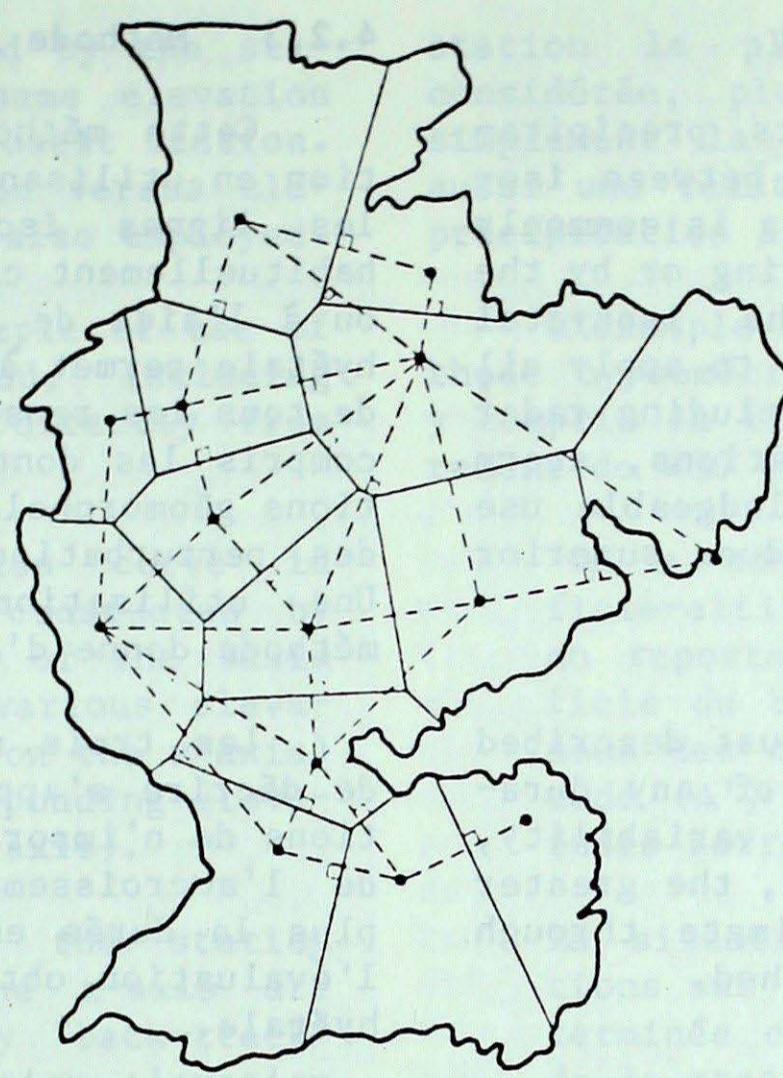
In areas without obvious physiographic controls on precipitation, the procedure is an excellent objective method of estimating average precipitation. A change in the network requires recomputation of the weighting coefficients and this requirement can be a definite disadvantage of the method if any of the stations are erratic in availability of observation. A computer program is available from AES (Louie, 1976) which permits easy and rapid recomputation of the weights and is particularly useful when the network changes frequently. The program requires grid information on both station location and the basin boundary. Otherwise, it may be preferable to interpolate for the occasional missing observation rather than recalculating all the weights.

zones où un grand nombre de pluviomètres sont uniformément répartis.

4.2.2 Polygones de Thiessen

La méthode des polygones, illustrée à la figure 4.1 (tirée de WMO, 1974), est utilisée lorsque les stations sont espacées de façon non uniforme et elle attribue aux données de stations des indices de pondération linéairement proportionnels à la distance entre les stations. Sur une carte géographique, on relie les stations voisines entre elles. Les bissectrices perpendiculaires de ces lignes forment des polygones comptant chacun une station. On considère que chaque station est représentative de la précipitation de son polygone et la superficie du polygone comprise à l'intérieur des limites de la zone (bassin) étudiée est utilisée comme facteur de pondération pour la précipitation à la station. On obtient la précipitation moyenne en divisant la somme des valeurs de précipitation pondérées par la superficie totale de la zone.

Dans les zones où la géomorphologie n'a pas d'influence manifeste sur la précipitation, il s'agit là d'une excellente méthode objective pour évaluer la précipitation moyenne. Tout changement dans un réseau rend nécessaire un nouveau calcul des indices de pondération et cette exigence peut constituer un désavantage marqué si l'une des stations fournit des observations de façon erratique. On peut obtenir au Service de l'environnement atmosphérique un programme informatique (Louie, 1976) permettant de recalculer rapidement les indices de pondération; ce programme se révèle particulièrement utile lorsqu'un réseau subit de fréquents changements. Les données sur la localisation des stations et les limites du bassin doivent être présentées sous forme de grilles. Autrement, il peut être préférable d'interpoler pour les données qui peuvent manquer à l'occasion plutôt que de recalculer tous les indices.



• precipitation station pluviométrique

Figure 4.1 Thiessen Polygon Method

Méthode des polygones de Thiessen

Modèle de station

Station model

$n \cdot z$

P

A'

A

V

\bar{P}

\bar{z}

\bar{A}'

\bar{A}

\bar{V}

\bar{n}

\bar{z}

\bar{P}

\bar{A}' </p

4.2.3 Isohyetal Method

This method weights precipitation by using the area between isohyetal contours. The area is commonly determined by planimetering or by the tallying of grids. The isohyetal method allows an analyst to apply all available information including radar data, physiographic relations, storm tracks and runoff. Knowledgeable use of this method will produce superior results.

All three methods just described apply to precipitation of any duration. Due to increased variability, the shorter the duration, the greater the improvement of estimate through use of the isohyetal method.

4.2.4 Per Cent Normal Method

In mountainous regions, mean annual and seasonal precipitation maps, which take into account the average effect of physiography on the precipitation, have been used to assist in the preparation of isohyetal maps. Storm precipitation is expressed as a percentage of the mean value and isopercental maps are used for preparing isohyetal maps. The method is recommended by WMO for regions of pronounced physiographic influence, where individual storms tend to have similar isohyetal patterns.

4.2.5 Hypsometric Method

The hypsometric method is also useful in mountainous regions. It weights precipitation observations according to the fraction of the basin which is closest to the same elevation as the station. Conceptually, the method is somewhat analogous to the polygon method except that observation representativity for

4.2.3 Méthode isohyétale

Cette méthode évalue la précipitation en utilisant la zone comprise entre les lignes isohyétales. On détermine habituellement cette zone par planimétrie ou à l'aide de grilles. La méthode isohyétale permet à l'analyste de se servir de tous les renseignements disponibles, y compris les données de radar, les relations géomorphologiques, les trajectoires des perturbations et le ruissellement. Une utilisation compétente de cette méthode donne d'excellents résultats.

Les trois méthodes que nous venons de décrire s'appliquent à des précipitations de n'importe quelle durée. A cause de l'accroissement de la variabilité, plus la durée est courte, meilleure est l'évaluation obtenue par la méthode isohyétale.

4.2.4 Méthode du pourcentage normal

Dans les régions montagneuses, on utilise les cartes de précipitation moyenne annuelle et saisonnière, qui tiennent compte de l'effet moyen de la géomorphologie sur la précipitation pour la préparation des cartes isohyétales. La précipitation d'une tempête est exprimée en pourcentage de la valeur moyenne et les cartes d'isopourcentages sont utilisées pour la préparation des cartes isohyétales. L'OMM recommande cette méthode pour les régions où l'influence géomorphologique est prononcée et où les tempêtes tendent à se produire selon des modèles isohyétaux semblables.

4.2.5 Méthode hypsométrique

La méthode hypsométrique est aussi utile dans les régions montagneuses. Elle évalue les observations sur la précipitation en fonction de la fraction du bassin la plus proche à l'altitude de la station. Théoriquement, cette méthode est analogue à celle des polygones, sauf que la représentativité des observations pour un point quelconque est déterminée par la

any point is determined by the station closest to the same elevation rather than just the closest station. A smoothed precipitation versus elevation relationship is also employed.

The following example of use of the hypsometric method, including Figure 4.2, is taken directly from WMO (1974, page 5.9):

"The area-elevation curve in quadrant (a) is constructed by plotting the area of the basin lying below the various elevation contours (A' on the x-axis) against the corresponding elevations (z on the y-axis).

The locations of the station identifiers on the x-axis are then determined by "back-tracking" from the station elevation on the y-axis to the area-elevation curve, then upward to the x-axis. The locations of the station identifiers on the x-axis are then determined as indicated in quadrants (a) and (b), with the lines in quadrant (b) projected at an angle of 60° from the y-axis.

The curve of quadrant (c) is constructed by plotting station precipitation against the corresponding stations. From this quadrant, the values are projected to quadrant (d) and plotted against their respective station identifiers to derive the precipitation curve. The area in quadrant (d) lying below this curve represents the volume of precipitation. Dividing by the total area of the basin yields the average depth.

It should be noted that quadrants (a) and (b) are fixed for a particular basin and that only the curves of the two top quad-

station la plus proche à l'altitude considérée, plutôt que par la station simplement la plus proche. On établit aussi une relation entre des valeurs de précipitation ajustées et l'altitude.

L'exemple d'utilisation de la méthode hypsométrique présenté ci-dessous, y compris la figure 4.2, est tiré directement de WMO (1974, page 5.9).

"On a construit la courbe superficie-altitude dans le quadrant (a) en reportant en abscisse la superficie du bassin se trouvant au-dessous des différentes lignes d'altitude (A') et en ordonnée les altitudes correspondantes (z).

La situation des numéros des stations sur l'abscisse est ensuite déterminée en remontant de l'altitude de la station en ordonnée jusqu'à la courbe superficie-altitude, puis, vers le haut, jusqu'à l'abscisse. La situation des numéros des stations sur l'abscisse est ensuite déterminée comme il est indiqué dans les quadrants (a) et (b), les lignes du quadrant (b) étant projetées à un angle de 60° à partir de l'ordonnée.

On a construit la courbe du quadrant (c) en inscrivant les valeurs de précipitation de chaque station. Les valeurs sont projetées de ce quadrant au quadrant (d) puis reportées à leur numéro de station respectif, ce qui permet d'établir la courbe de précipitation. La zone du quadrant (d) se trouvant au-dessous de cette courbe représente le volume de précipitation. En divisant ce volume par la superficie totale du bassin, on obtient la hauteur moyenne.

Il faut noter que les quadrants (a) et (b) représentent des valeurs fixes pour un bassin en particulier et que seules les courbes des deux

rants have to be redetermined for each storm. The method may also be used for averaging monthly or annual precipitation."

4.2.6 Objective Analysis Techniques

The proliferation of objective analysis schemes for computing the areal distribution of precipitation, has kept pace with growth in the use of computers in meteorology and hydrology. Objective analysis of precipitation is a very difficult task to accomplish in most areas, because the field is discontinuous, extremely variable and closely linked to local topography. In addition, precipitation on the short term, such as storm rainfall lasting a few hours, is controlled by random atmospheric processes such as advection of moisture, ascent and instability. These processes vary from one event to another, producing fields of precipitation less dependent on local topography than precipitation over a period of weeks or months. Thus, it is difficult to find a method which works well over a large region. The accuracy of a technique should be assessed in the actual proposed areas of use before being implemented on a general scale.

Numerous techniques can be traced to Cressman (1959) and Gandin (1963) who designed operational methods to analyse mid-level atmospheric fields of pressure and temperature based on the statistical interdependency of radiosonde observations on a hemispheric scale. Among many others, Barnes (1973) and Maine and Gauntlett (1967) describe interpolation techniques which have been used in the objective analysis of precipitation. A variation on the interpolation technique is polynomial trend surface fitting. This scheme, as applied to precipitation, is described

quadrants supérieurs doivent être retracées pour chaque tempête. Cette méthode peut aussi être utilisée pour calculer la précipitation moyenne mensuelle ou annuelle."

4.2.6 Techniques objectives d'analyse

La prolifération des méthodes objectives d'analyse pour le calcul de la distribution surfacique des précipitations a suivi le rythme de croissance de l'utilisation des ordinateurs en météorologie et en hydrologie. L'analyse objective des précipitations est une tâche très difficile à exécuter dans la plupart des régions parce que les champs de précipitation sont discontinus, extrêmement variables et étroitement liés à la topographie locale. De plus, une précipitation de courte durée, comme une chute de pluie de quelques heures, est soumise à des processus atmosphériques aléatoires tels que l'advection d'humidité, la convection et l'instabilité. Ces processus varient d'un cas à un autre, produisant des champs de précipitation moins dépendants de la topographie locale que la précipitation répartie sur des semaines ou des mois. Ainsi, il est difficile de trouver une méthode efficace pour une grande zone. La précision d'une méthode devrait être vérifiée dans les zones mêmes où l'on se propose de l'utiliser avant d'être mise en application de façon générale.

De nombreuses techniques remontent à Cressman (1959) et Gandin (1963) qui ont conçu des méthodes opérationnelles pour analyser des champs atmosphériques de pression et de température de niveau moyen en se basant sur l'interdépendance statistique des observations faites au moyen d'une radiosonde sur une échelle hémisphérique. Parmi de nombreux autres, Barnes (1973), Maine et Gauntlett (1967) décrivent les techniques d'interpolation utilisées pour l'analyse objective des précipitations. L'ajustement en surface de la tendance polynomiale est une variation de la technique d'interpolation. L'application de cette méthode à l'étude

by Edwards (1972) and is reviewed and summarized by Shaw and O'Connell (1974).

For large areas, Solomon et al (1968) developed a technique which has been used in numerous studies in Canada. Through multiple regression, the method relates precipitation, and other meteorological and hydrological variables, to physiographic parameters such as cover characteristics and elevation, on a 5 or 10 km square grid. The regression relationships, developed on grids with long records of hydrometeorological observations, are used to estimate parameter values at other grids without measurements. The technique was developed for large areas and long time periods (months or seasons) for assessment of water resources and network planning. It has been used with less success for storm precipitation analysis (see Trivett, 1977).

4.3 Radar Measurements of Precipitation.

AES has operated weather radars in Canada since the early 1950's. Until the 1970's these were simply surveillance radars, permitting observation of the location and movement of areas of precipitation only. Subsequent to developments by the McGill University Stormy Weather Group and AES Cloud Physics Research, a network of radars capable of estimates of precipitation rate were introduced across Canada by AES in the 1978-79 period. By 1980, quantitative radars in Canada included the McGill radar in Montreal, the Alberta Research Council radar (summer only) at Penhold, Alberta and six AES radars near Vancouver, London, Toronto, Ottawa, Quebec City and St. John's. Quantitative precipitation rate data for these radars are digitally re-

des précipitations a été décrite par Edwards (1972) et commentée et résumée par Shaw et O'Connell (1974).

Pour les grandes superficies, Solomon et autres (1968) ont élaboré une technique qui a été utilisée au Canada dans de nombreuses études. Grâce à une régression multiple, la méthode met en relation la précipitation ainsi que d'autres variables météorologiques et hydrologiques, et des paramètres géomorphologiques tels que le couvert et l'altitude, sur une grille de 5 ou 10 kilomètres carrés. Les relations de régression, établies sur des grilles grâce à de nombreux relevés hydrométéorologiques, sont utilisées pour évaluer les valeurs des paramètres pour d'autres grilles ne comportant pas de mesures. La technique a été conçue pour de grandes superficies et de longues périodes (mois ou saisons) pour l'évaluation des ressources en eau et la planification des réseaux. Elle a été utilisée avec moins de succès pour l'analyse des précipitations des tempêtes (voir Trivett, 1977).

4.3 Mesure de la précipitation par radar

Le SEA utilise des radars météorologiques au Canada depuis le début des années 1950. Jusqu'en 1970, il s'agissait simplement de radars de surveillance, permettant uniquement d'observer la localisation et les mouvements des zones de précipitation. Suite à des améliorations réalisées par le Stormy Weather Group de l'université McGill et le Cloud Physics Research du SEA, ce dernier a installé à travers le Canada, en 1978-1979, un réseau de radars capables d'évaluer les taux de précipitation. En 1980, en fait de radars quantitatifs, le Canada comprenait le radar de l'université McGill à Montréal, celui de l'Alberta Research Council à Penhold (Alberta) (ne fonctionnant qu'en été) et six radars du SEA près de Vancouver, London, Toronto, Ottawa, Québec et St. John's. Les taux de précipitation fournis par ces radars sont en-

corded on magnetic tape and are generally available for areal precipitation analysis of storms within 100-200 km range of the radar site.

Some recommended references for basic radar meteorology principles include: Battan (1973), Crozier (1975) and WMO (1967). For the current generation of radar and processing systems, precipitation rate estimates are available on approximately a 2 x 2 km grid basis and to a range of 240. For various reasons, discussed fully in the references cited above, the quality of the precipitation rate estimates deteriorates as the range increases beyond about 120 km. Even within 120 km, the radar estimate of rainfall and the ground-based point measurement may differ by as much as a factor of two.

The large volume nature of radar data makes it imperative that computers be associated with all radar data processing. With the aid of computers, areal precipitation rate maps can be produced for 10 minute intervals, rates can be adjusted using gauge data, rates can be summed to produce hourly, daily, storm or even seasonal precipitation amount maps, and the maps can be displayed as shades of grey, as variations in colour on a TV display, as contour lines of precipitation or as fields of grid square values of precipitation. The strength of radar when used to measure precipitation is not in its absolute accuracy but in its ability to discriminate and integrate precipitation spatially. Thus, for hydrological analyses, radar data should be useful in a detailed examination of the apatial variability of storm precipitation on a basin of interest. All the products mentioned above are available from AES for its own radars.

registrés sous forme numérique sur ruban magnétique et, en général, on peut les obtenir à des fins d'analyse de la précipitation surfacique des tempêtes ayant eu lieu dans un rayon de 100-200 km de l'emplacement du radar.

Parmi les ouvrages de référence recommandés sur les principes de base de la radarmétéorologie, on retrouve Battan (1973), Crozier (1975) et WMO (1967). Les radars et les systèmes de traitement de la génération actuelle permettent d'évaluer les taux de précipitation pour des grilles d'environ 2 km x 2 km et dans un rayon maximal de 240 km. Pour diverses raisons, étudiées à fond dans les ouvrages nommés plus haut, la qualité des évaluations diminue quand ce rayon dépasse environ 120 km. Même en deça 120 km, l'estimation de radar de la pluviosité et le mesure ponctuel au sol peuvent être différent par autant qu'un coefficient du deux.

La grande quantité de données produites par les radars fait qu'il est nécessaire d'utiliser des ordinateurs pour leur traitement. Avec l'aide des ordinateurs on peut produire des cartes indiquant les taux de précipitation surfacique à des intervalles de dix minutes, ajuster ces taux à l'aide de données relevées sur des gauges, les additionner pour obtenir des cartes sur la quantité de précipitation horaire, quotidienne, par tempête ou même saisonnière, et présenter les cartes sous formes de dégradés de gris, de variations de couleurs sur un écran de télévision, de contours de zones de précipitation ou de champs comportant des valeurs de précipitation à des points de grilles carrées. L'avantage du radar pour la mesure des précipitations ne réside pas dans son exactitude absolue mais dans sa capacité de discriminer et d'intégrer spatialement les précipitations. Ainsi, pour les études hydrologiques, les données devraient être utiles pour l'analyse détaillé de la variabilité spatiale des précipitations d'une tempte sur un bassin particulier.

4.4 Storm Rainfall in Canada

The "Storm Rainfall in Canada" series was first published in 1961, seven years after "Hurricane Hazel" caused severe flooding in the vicinity of Toronto. This continuing publication was designed as a reference document for Canadian hydrologists to reduce the need for repeated but independent identification and analysis of major storms in Canada. The series also brings a common standard to data collection, analysis procedures and product formats. Almost one thousand storms covering the period 1900-1978 have been analysed, and approximately half that number were considered significant enough to publish. Storms occurring in all ten provinces and two territories have been analysed and published but the number of published storms in British Columbia and the Territories is small. The lack of storm analyses in the Territories is due mainly to a severe shortage of historical precipitation data. In British Columbia, few storms have been analysed because of the absence of historical precipitation measurements representative of higher elevations, which generally form the bulk of basins, and because the strong relief and accompanying extreme variation in climate make it impractical to transpose storms. These factors reduce the utility of the analysis of an individual storm. A complete list of analysed storms is contained in Pollock (1975).

The series is meant to be a general reference one, applicable to projects where storms of varying areal extent and duration are of interest. To make the analyses more

Pour ses propres radars, le SEA offre tous les produits mentionnés ci-dessus.

4.4 Pluies de tempêtes au Canada

"Pluies de tempêtes au Canada" a été publié pour la première fois en 1961, sept ans après que l'ouragan Hazel ait causé d'importantes inondations dans les environs de Toronto. Cette publication, qui continue à paraître, a été conçue comme un document de référence destiné aux hydrologistes canadiens et visant à réduire le besoin d'identifications et d'analyses, répétées mais indépendantes, des tempêtes majeures survenant au Canada. Cette série apporte aussi des normes communes pour la cueillette des données, les méthodes d'analyse et les formats des produits. Près d'un millier de tempêtes couvrant la période 1900-1978 ont été analysées et approximativement la moitié de ces analyses ont été jugées suffisamment importantes pour être publiées. On a analysé des tempêtes ayant eu lieu dans les six provinces et les deux territoires, mais le nombre des analyses publiées portant sur des tempêtes survenues en Colombie-Britannique et dans les territoires est petit. Dans le second cas, cela s'explique principalement par un manque important de données sur les précipitations du passé. En Colombie-Britannique, peu de tempêtes ont été analysées à cause de l'absence de mesures sur les précipitations passées représentatives des altitudes supérieures, qui forment généralement le gros des bassins, et à cause du relief accidenté et des variations climatiques extrêmes qui l'accompagnent et qui rendent peu pratique la transposition des tempêtes. Ces facteurs réduisent l'utilité de l'analyse de chaque tempête en particulier. On trouvera dans Pollock (1975) la liste complète des tempêtes analysées.

La série veut être une source de références générales, pouvant servir dans les projets où il faut tenir compte de tempêtes d'étendue et de durée variées. Pour rendre études plus généralement

generally useful for a wide range of areas and durations, depth-area-duration curves are presented for the storm precipitation. These are depth-area curves for cumulative six hour durations during the storm, calculated outward from the most intense part of the storm in both time and space. In addition, each published analysis contains a surface weather map, mass curves of rainfall for selected stations within the storm area, and an isohyetal analysis of the total storm duration. Examples of these products from a published storm are shown in Figures 4.3, 4.4, 4.5 and 4.6.

In the past, the depth-area-duration analysis was carried out manually. Although the procedure has not changed, it is now totally automated except for the analysis of isohyets.

4.4.1 Identification of a Storm

The identification of a storm may be done by scanning all the records for a province or other geographical region and looking for all events larger than a specified lower limit in rainfall amount or intensity. Alternatively, attention may be drawn to a storm which caused flooding or damage. At this stage approximate time and space boundaries of the storm are determined.

4.4.2 Mass Curves

The accumulated depth of precipitation is calculated as a function of time for each station relevant to the storm analysis. Hourly measurements at recording rain gauge stations are used as guides to the time distribution of rain at non-recording

des plus généralement utiles pour un large éventail de superficies et de durées, on présente les courbes hauteur-superficie-durée de précipitation des tempêtes. Il s'agit de courbes hauteur-superficie pour des durées de six heures cumulatives pendant les tempêtes qui sont calculées à partir de la partie la plus intense des tempêtes, à la fois temporellement et spatialement. De plus, chaque analyse publiée comporte une carte météorologique de surface, les courbes intégrales de pluviosité pour certaines stations choisies dans la zone de la tempête et une analyse isohyétale de la durée totale de la tempête. Des exemples tirés d'une analyse de tempête qui a été publiée sont reproduits aux figures 4.3, 4.4, 4.5 et 4.6.

Autrefois, les analyses hauteur-superficie-durée étaient faites manuellement. Bien que la procédure n'ait pas changé, elle est maintenant totalement automatisée, à l'exception de l'analyse des isohyètes.

4.4.1 Identification des tempêtes

L'identification des tempêtes peut se faire en parcourant tous les relevés d'une province ou d'une autre région géographique tout en cherchant toutes les tempêtes dont la quantité ou l'intensité de la pluie est supérieure à une certaine limite inférieure. On peut aussi s'intéresser à une tempête qui a causé des inondations ou d'autres dommages. A cette étape, on détermine les limites temporelles et spatiales approximatives de la tempête.

4.4.2 Courbes de masse

Pour chacune des stations touchées par une analyse de tempête, on calcule la hauteur des précipitations accumulées en fonction de la durée. Les données recueillies toutes les heures dans les stations d'enregistrement de la pluviométrie servent de points de repère pour déter-

 Environment Canada Environnement Canada
Atmospheric Environment Environnement atmosphérique

**ATMOSPHERIC ENVIRONMENT SERVICE
SERVICE DE L'ENVIRONNEMENT ATMOSPHÉRIQUE
4905 DUFFERIN ST.
DOWNSVIEW, ONTARIO**

ANALYSIS
CODE NO: ONT-10-54
CODE DE
L'ANALYSE:

CODE NO: ONT-10-54
CODE NO:

STORM RAINFALL IN CANADA PLUIES ORAGEUSES AU CANADA

SURFACE WEATHER MAP
CARTE DU TEMPS EN SURFACE

OCTOBER 15, 1954, 1830 GMT – 15 OCTOBRE, 1954, 1830 TMG

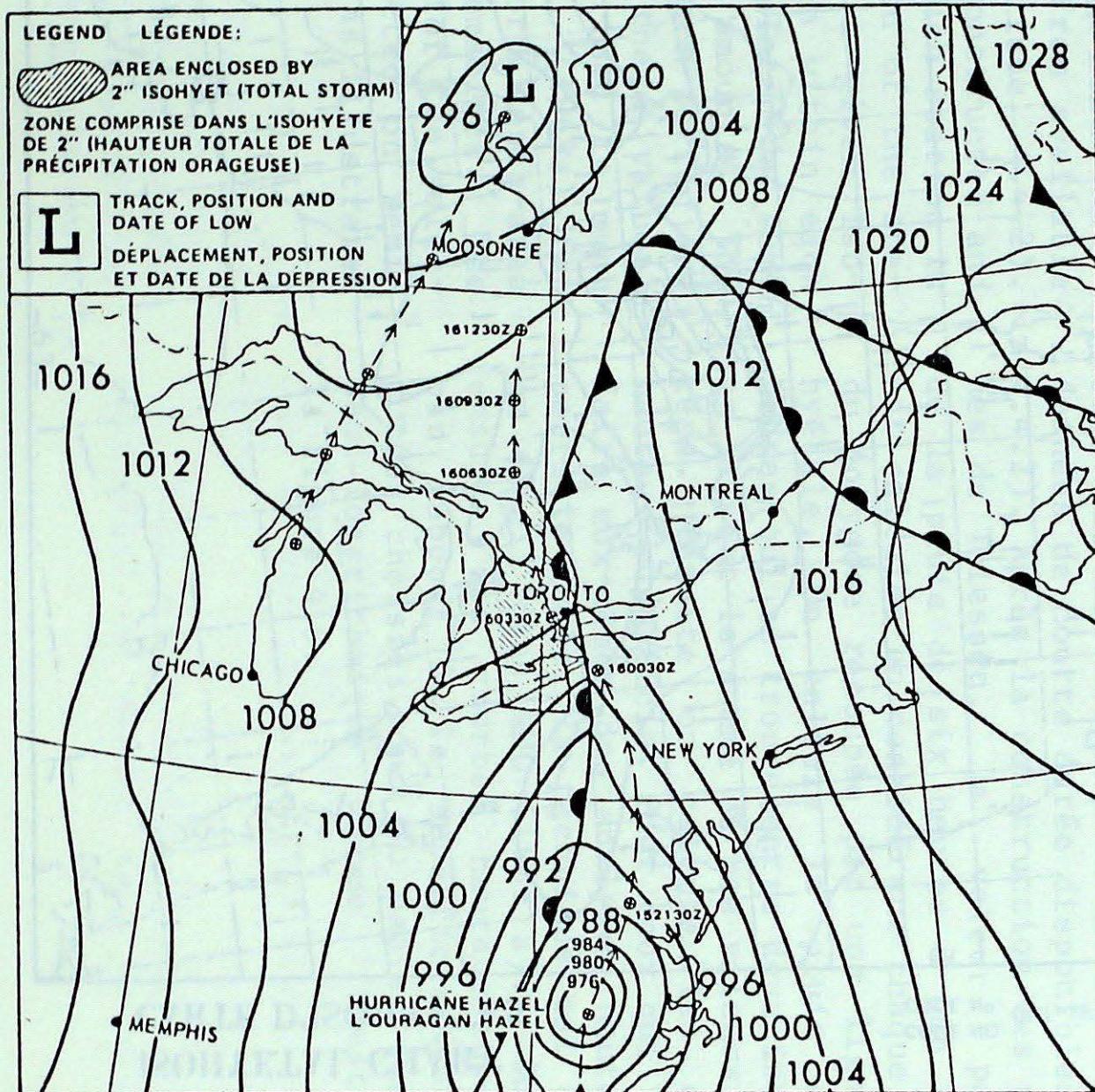


Figure 4.3

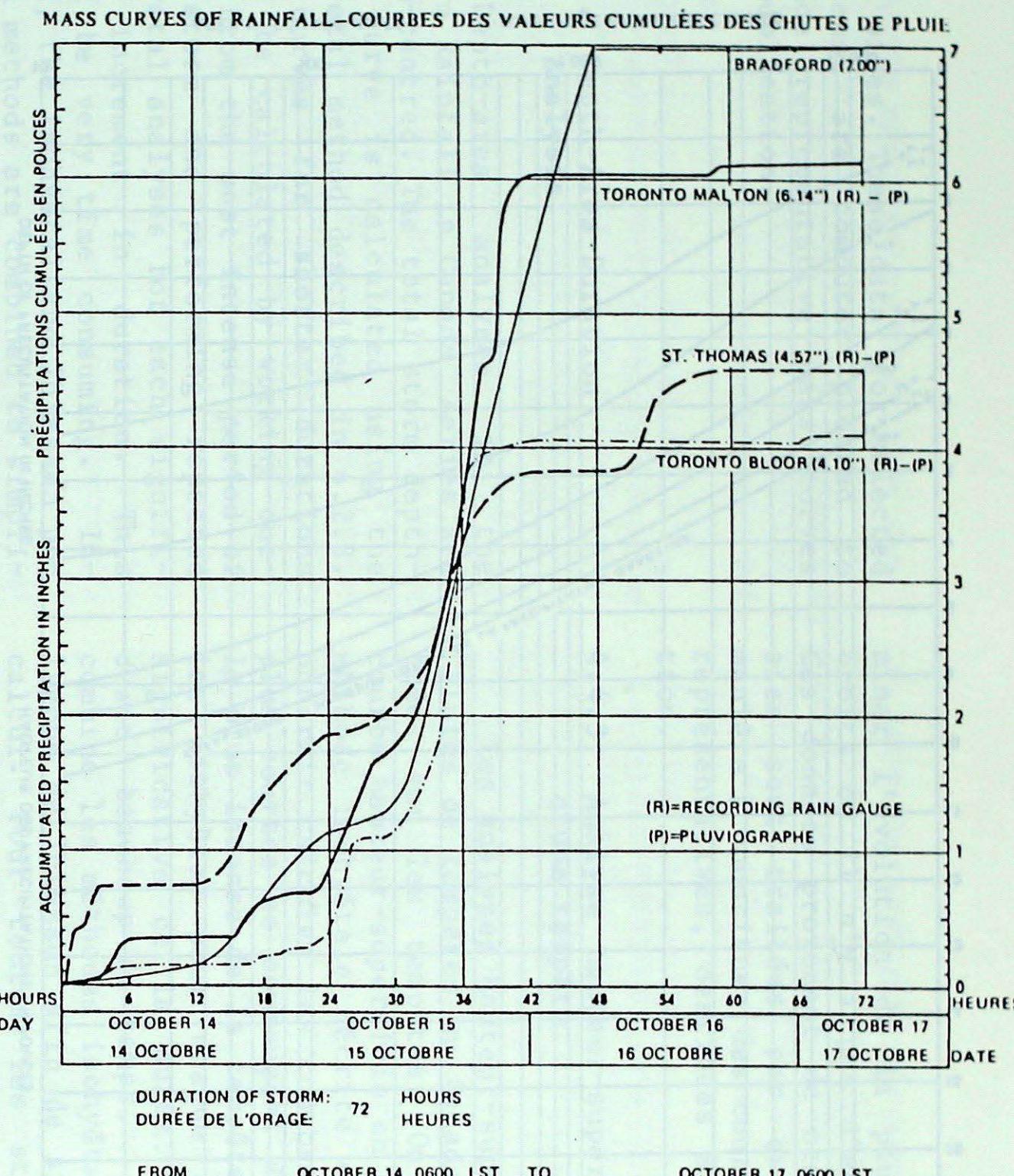


Figure 4.4

-162-

ISOHYETAL CHART CARTE D'ISOHYÈTES

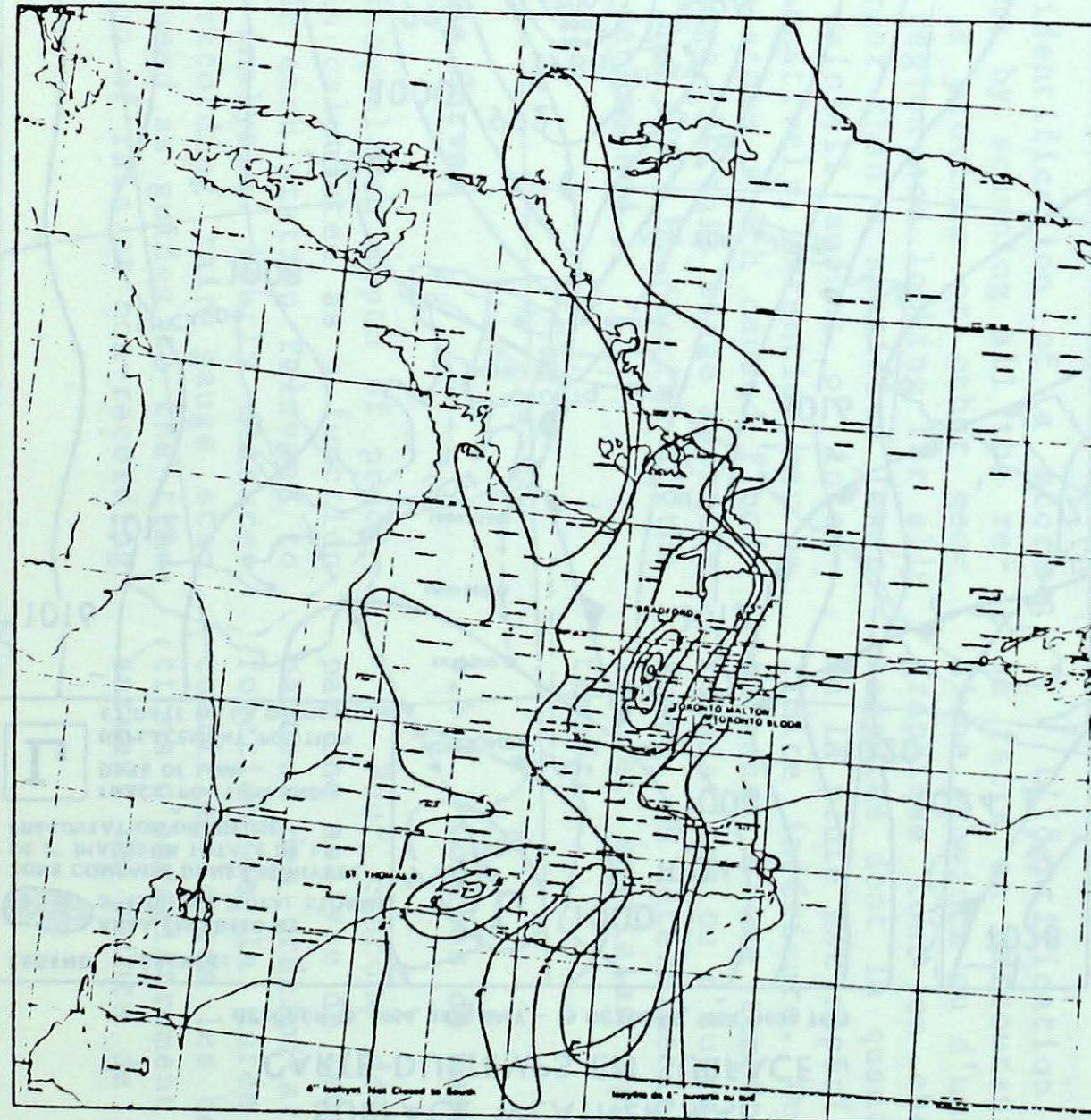


Figure 4.5

CODE NO:
CODE NO: ONT-10-64

CODE NO: ONT-10-54
CODE NO:

MAXIMUM DEPTH-AREA CURVES (AVERAGED OVER AREA) COURBES SUPERFICIE-HAUTEUR MAXIMALE (SUPERFICIE MOYENNE)

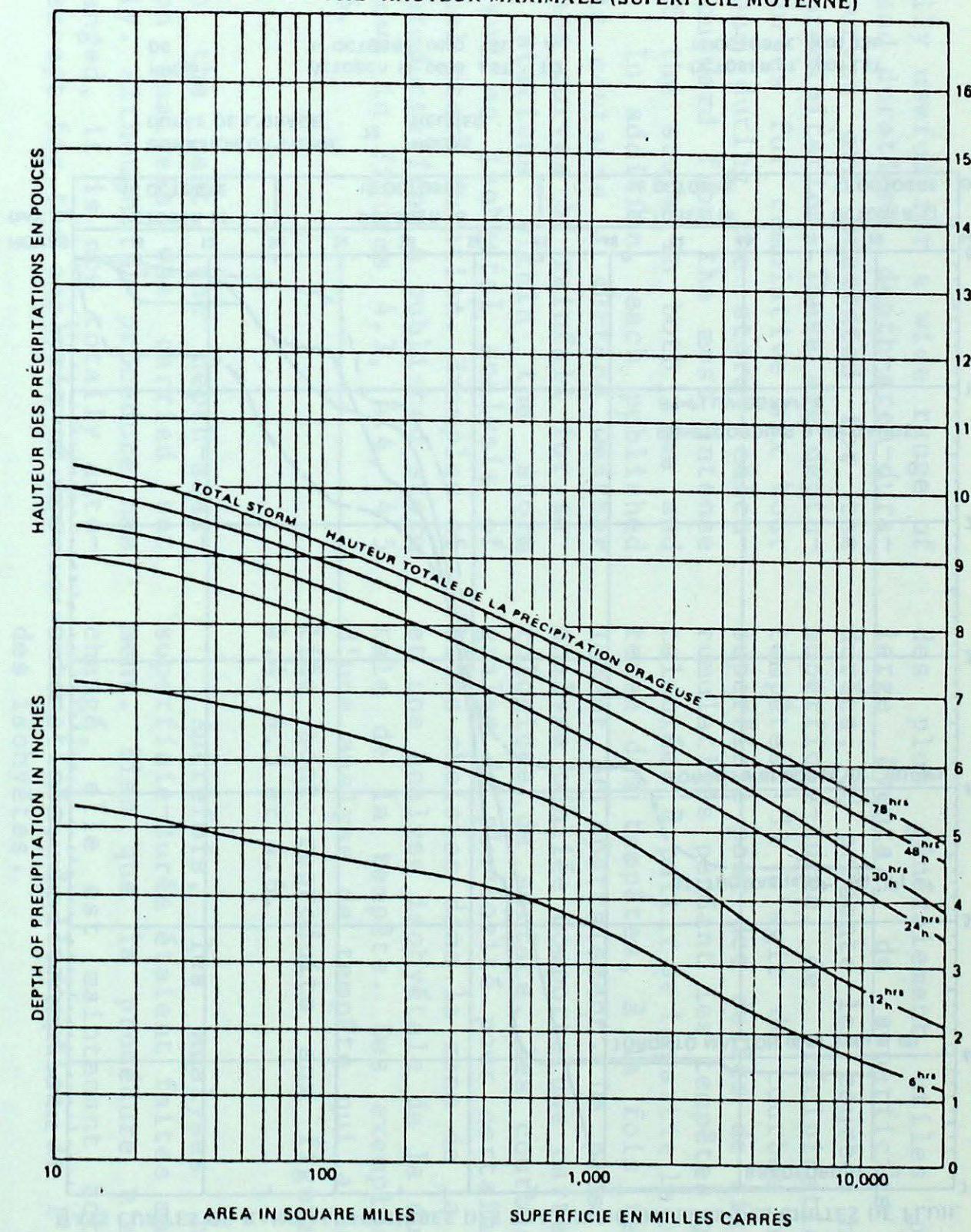


Figure 4.6

gauge sites. These data, for selected stations, are computer plotted to produce representative mass curves for publication.

4.4.3. Depth-Area-Duration Analysis

Depth-area analyses in the "Storm Rainfall in Canada" series are storm-centred. The total storm depth-area curve is calculated using the isohyetal method described in 4.2.3. The curves for shorter durations could be calculated by working outward from the most intense period of the storm and performing repeated isohyetal analyses for each significant increment in duration. This would be very time consuming. Instead, the isohyetal and Thiessen polygon methods are combined to simplify the computational problem. Data for all stations are divided into rainfall amounts at six-hour intervals by interpolating from available short duration data (see 4.4.2). Thiessen polygons are constructed and the six hour rain for each station is weighted by the fraction of the station's polygon within a given isohyet. The six hour rain within each isohyetal band is calculated by summing these weighted amounts. The depth-area curves for each period are then calculated from these values. The procedure is described in much greater detail in WMO, (1969a) for those wishing to perform depth-area duration analyses themselves. The depth vs. area curves for the selected durations are plotted on semi-logarithmic graph paper as illustrated in Figure 4.6.

minier l'évolution de la pluie aux endroits où il n'y a pas d'enregistreur. Ces données provenant de stations choisies sont traitées par ordinateur de manière à constituer des courbes de masse représentatives, destinées à la publication.

4.4.3 Analyse hauteur-superficie-durée d'une tempête

Les analyses hauteur-superficie dans "Pluies de tempêtes au Canada" sont centrées sur les tempêtes. On calcule la courbe hauteur-superficie en employant la méthode isohyétale décrite en 4.2.3. On pourrait calculer les courbes des durées plus courtes en commençant à la période la plus intense de la tempête et refaire les isohyètes pour chaque augmentation significative de la durée. Ceci prendrait beaucoup de temps. Au lieu, on combine les méthodes isohyétales et du polygone de Thiessen afin de simplifier le calcul. Pour toutes les stations, les données de précipitation sont subdivisées en des hauteurs de pluie pour des intervalles de six heures, en interpolant les données de courte durée disponibles (voir 4.4.2). Après la construction des polygones de Thiessen, la valeur pondérée de la pluie de six heures à une station est calculée en considérant chaque partie du polygone recoupée par une ligne isohyétale. On calcule la pluie de six heures qui se trouve entre deux isohyètes en faisant la somme de ces valeurs pondérées. Ensuite on calcule les courbes hauteur-superficie. Pour ceux qui veulent faire eux-mêmes des analyses hauteur-superficie-durée, la technique est décrite en détail dans WMO (1969 a). On trace ensuite des courbes hauteur-superficie par rapport à la superficie pour les durées choisies, sur du papier quadrillé semi-logarithmique comme illustré à la figure 4.6.

5. PROBABLE MAXIMUM PRECIPITATION

- W.D. Hogg / M. Ferland -

5.1 Introduction

The determination of probable maximum precipitation (PMP) estimates is a time consuming and complex procedure. In spite of the availability of lengthy and explicit instructions on the topic, for specific projects or areas of interest, unique questions which require an in-depth knowledge of meteorology invariably arise. For this reason, it is strongly recommended that a meteorologist be used in PMP determination. Names of private meteorological consultants may be available from AES Regional offices (see Appendix). If no consultants are available, the Hydrometeorology Division of AES may be able to perform the analysis subject to standard cost recovery procedures.

5.2 Definition

The American Meteorological Society "Glossary of Meteorology" (Huschke, 1959) defines probable maximum precipitation (PMP) as "the theoretically greatest depth of precipitation for a given duration that is physically possible over a particular drainage basin at a particular time of year." The terms "maximum possible precipitation" and "extreme rainfall" have historically been used with approximately the same meaning. The term "probable" in PMP refers to the uncertainties introduced by the imperfect techniques used to determine the PMP estimate and in no way is meant to imply any knowledge about the probability of occurrence of the

5. PRÉCIPITATION MAXIMALE PROBABLE

5.1 Introduction

L'estimation de la précipitation maximale probable (PMP) est une opération longue et complexe. Même si l'on dispose d'une documentation volumineuse et détaillée, des questions qui nécessitent une connaissance approfondie de la météorologie se présentent dans tous les projets et dans toutes les régions d'intérêt. C'est pourquoi on recommande fortement que l'estimation de la PMP soit effectuée par un météorologue. Il est possible d'obtenir le nom de conseillers en météorologie aux bureaux régionaux du Service de l'environnement atmosphérique (SEA) (voir annexe). Quand aucun des conseillers n'est libre, la division de l'hydrométéorologie du SEA peut faire l'analyse demandée moyennant des frais imputés d'après une méthode normalisée.

5.2 Définition

Dans le Glossary of Meteorology de l'American Meteorological Society (Huschke, 1959), on définit la précipitation maximale probable de la façon suivante: "the theoretically greatest depth of precipitation for a given duration that is physically possible over a particular drainage basin at a particular time of year". * Les termes "maximum possible precipitation" et "extreme rainfall"** ont toujours été utilisés à peu près dans le même sens. L'adjectif "probable" dans l'expression "précipitation maximale probable" réfère aux imprécisions qui découlent de l'utilisation de techniques imparfaites, non à la possibilité qu'un événement en tant que tel se produise. L'effet des variations climatiques sur

* La hauteur de précipitation la plus élevée qui soit théoriquement possible pour une durée donnée, sur un certain bassin de réception à un moment précis de l'année.

**Pluviosité maximale

event. The change in PMP values due to climatic change is unknown but is generally considered small, compared to other uncertainties in estimating these values and is therefore ignored.

The procedure for estimating PMP is documented in great detail in two World Meteorological Organization Publication (WMO 1969 and WMO 1973). The AES closely follows the procedures described in these and the hydrometeorologist is urged to seek them out for the detail necessary to properly determine PMP values. The following sections serve only as a summary of PMP techniques with special reference to Canadian problems and experiences.

5.3 Storm Maximization

Standard techniques for estimating PMP values involve the maximization of observed storm precipitation data. This technique is based on two assumptions:

1) Precipitation can be expressed as the product of available atmospheric moisture times the efficiency of a storm at converting this moisture into precipitation.

2) A storm at or near the maximum attainable efficiency has occurred during the period of available climatological records. The validity of this assumption is improved through the transposition of outstanding storms from the area of occurrence to a project basin within the same region of climatological homogeneity (see 5.4).

Storm maximization involves determining the efficiency of histori-

les valeurs de la PMP n'a pas été établi avec précision. En général cependant, on croit qu'elles ont peu d'influence comparativement à d'autres impondérables et l'on n'en tient pas compte dans l'estimation de ces valeurs.

On trouvera une abondance de détails sur l'estimation de la PMP dans deux publications de l'Organisation météorologique mondiale (WMO 1969 et WMO 1973). Le SEA respecte scrupuleusement la manière de procéder expliquée dans ces publications et l'on conseille vivement aux hydrométéorologues d'y chercher les détails essentiels à une juste estimation des valeurs de la PMP. Dans les numéros qui suivent on trouve un résumé des techniques relatives à la PMP, ainsi que des références à des expériences menées au Canada et à des difficultés propres à ce pays.

5.3 Maximisation des tempêtes

Parmi les techniques normalisées d'estimation de la PMP, on compte la maximisation des données sur les précipitations des tempêtes observées antérieurement. Cette technique repose sur deux postulats:

1) les précipitations sont le produit de l'humidité présente dans l'atmosphère et de la capacité d'une tempête à transformer cette humidité en précipitations;

2) il s'est produit une tempête dont l'efficacité a atteint le maximum possible, ou s'en est approché, durant la période pour laquelle on possède des données climatologiques. Il est possible d'ajouter à la valeur de ce dernier postulat en transposant des tempêtes remarquables qui se sont produites dans une région, sur un bassin d'intérêt situé dans la même région climatologique (voir 5.4).

Pour maximiser des tempêtes, il faut déterminer la mesure dans laquelle les

cal storms at converting available atmospheric moisture into precipitation, and applying this storm efficiency to the maximum probable available moisture. Alternatively, storm maximization factors can be determined by taking the ratio of maximum probable available moisture to storm available moisture. Multiplying the storm rainfall by these maximization factors yields the probable maximum precipitation that could have been produced by that storm, if maximum moisture for that location and season had been available to it. The largest value determined in this way for the duration and areal extent of interest, and based upon all historical storms, becomes the PMP estimate.

5.4 Analysis of Historical Storms

This technique requires the availability of historical storm analyses. For a large part of Canada, depth-area-duration analyses have already been performed and are available through the AES publication series "Storm Rainfall in Canada" as discussed in section 4.7. For much of British Columbia and the more remote areas of the rest of Canada, or for small area basins anywhere, a sufficient number of already analysed storms are not available. Special analyses of historical storms, using techniques described in section 4, are necessary for major design projects falling into such categories.

Selection of the storms to be included in the analysis is an important non-trivial step in the PMP determination. One of the first tasks in a PMP analysis should be the determination of the likely critical rainfall duration for the particular design problem. Selection of an ap-

tempêtes antérieures sont parvenues à transformer l'humidité atmosphérique en précipitations, puis appliquer cette capacité à l'humidité maximale probable. Les facteurs de maximisation des tempêtes peuvent également être déterminés au moyen du rapport entre l'humidité maximale probable et l'humidité que comporte la tempête. Si l'on multiplie les chutes de pluie d'une tempête par ces facteurs de maximisation, on obtient la hauteur maximale probable des précipitations qu'aurait pu fournir cette tempête si l'humidité avait été maximale pour l'endroit et la saison. Compte tenu des tempêtes antérieures, la plus forte valeur obtenue de cette manière pour la durée et la surface d'intérêt est l'estimation de la PMP.

5.4 Analyse des tempêtes antérieures

Cette technique nécessite la disponibilité d'analyses de tempêtes antérieures. Comme on l'a mentionné à l'article 4.7, des analyses durée-superficie hauteur ont déjà été effectuées pour une bonne partie du Canada et il est possible d'en bénéficier grâce aux publications du SEA qui sont regroupées dans la série "Pluies de tempêtes au Canada". Toutefois, il n'est pas possible d'obtenir un nombre suffisant d'analyses de tempêtes pour la plus grande partie de la Colombie-Britannique, pour les régions éloignées du reste du Canada et pour les petits bassins situés un peu partout. Pour les grands programmes de design menés dans ces dernières régions, il faut effectuer des analyses spéciales des tempêtes antérieures au moyen des techniques expliquées à l'article 4.

Le choix des tempêtes devant être retenues pour les analyses constitue une étape importante dans l'établissement de la PMP. L'une des premières étapes d'une analyse de la PMP devrait consister à déterminer la durée probable d'une chute de pluie critique pour un problème type donné. Le choix d'une durée provisoire con-

ropriate tentative design rainfall duration can help avoid the analysis of storms not directly applicable to the project, or the need for later analysis of additional storms. The project basin size and critical duration determine the type of storm to be analysed. Thunderstorms are very likely to provide PMP over areas smaller than 1000 km^2 and for durations shorter than six hours. Controlling values for longer durations and larger areas are derived almost invariably from synoptic scale storms such as those commonly analysed in "Storm Rainfall in Canada". These general storms, although they sometimes include thunderstorms, produce less intense rainfall on the average, but their longer life and greater areal coverage result in greater rainfall amounts for long durations and large areas. PMP values for all durations and sizes of area represent limiting rainfall amounts without regard to storm type. If a storm type can be associated with the project basin area and critical duration, however, then only storms of that type need to be included in the analysis procedure. If a general estimate of PMP for all durations and areas is required for a region, then all storm types must be considered, of course.

The critical season of the year also plays an important role in the storm selection process in Canada. Snowmelt is a contributing factor to floods in a large percentage of Canadian rivers. In such basins, it is necessary to add PMP values to the maximum snowmelt and it must be possible for the storms from which the PMP is derived to occur during the maximum snowmelt period. This does not exclude all storms which did not occur during snowmelt, since the storm maximization can be seasonally adjusted according to the maximum

vivable pour la chute de pluie type contribue à éliminer les analyses de tempêtes qui ne s'appliquent pas directement au programme, ou la nécessité d'entreprendre d'autres analyses plus tard. La superficie du bassin d'intérêt et la durée critique déterminent le genre de tempêtes qui doit être analysé. Les orages risquent fort de donner une PMP correspondant à des secteurs de moins de 100 km^2 et à une durée de moins de six heures. Les valeurs de contrôle relatives à des durées et à des superficies plus importantes sont presque toujours déterminées à partir des tableaux synoptiques du genre de ceux qui sont analysés dans "pluies de tempêtes au Canada". Les tempêtes de nature générale, même si elles regroupent parfois des orages, produisent généralement des chutes de pluie intenses. En revanche, leur durée et leur étenue plus considérables se traduisent par une accumulation de pluie plus importante. Le fait de déterminer les valeurs de la PMP pour toutes les durées et les superficies équivaut à limiter les quantités de pluie sans égard au genre de tempête visé. Si un genre de tempête correspond au bassin d'intérêt et à la durée critique, alors seulement les tempêtes de ce genre devront-elles être analysées. Naturellement, si l'on a besoin d'une estimation générale de la PMP pour toutes les durées et les secteurs d'une région, il faut alors tenir compte de tous les genres de tempêtes.

La saison critique joue également un rôle très important dans le choix des tempêtes au Canada. La fonte des neiges contribue aux crues d'une forte proportion des rivières canadiennes. Dans ces bassins, il faut ajouter les valeurs de la PMP à la fonte maximale des neiges; il doit cependant être possible que les tempêtes dont on a tiré la PMP se produisent pendant la période de fonte maximale. Cela ne veut pas dire qu'on doive exclure toutes les tempêtes qui se sont produites en dehors de la période de fonte, car la maximisation des tempêtes doit être rajustée en fonction de l'humidité atmos-

available atmospheric moisture. It does exclude types of storms which could not occur during the spring. Examples of this are the fall rainfall maxima that occur on the West Coast and the hurricanes that can produce large quantities of rain in Eastern Canada in the autumn. In some basins, autumn rains can cause flooding equivalent to the combined springtime events. In these cases both types of storms may have to be analysed and two sets of PMP values produced (see e.g. Bruce and Sporns, 1963 or Hogg, 1980).

5.5 Rainfall Transposition

In many studies on probable maximum precipitation, the number of occurrences of heavy rainfall available over a basin must be increased in order to compensate for insufficient data. It is possible, under certain conditions, to use synoptic systems which have produced heavy precipitation over other basins, and to assume that these same storms could have occurred over the basin of interest. This method is called storm transposition.

The storms to be transposed are first analyzed using all of the data available for the regions where they occur. We then examine whether the same precipitation could have occurred over the region we wish to transpose it to. The conditions limiting the transposition possibilities are climate and topography. The transposition can be carried out only within the same climatic zone, and as a general rule a storm should not be transposed in mountainous regions or beyond large orographic barriers. It would thus be very hazardous to attempt to transpose a storm to an area east of the Rockies that occurred on the Pacific coast or in the interior ranges. Similarly, it is risky to

phérique maximale. Par contre, les tempêtes qui ne peuvent pas se produire au printemps ne peuvent être retenues, par exemple, les pluviosités maximales enregistrées à l'automne sur la côte du Pacifique et les ouragans qui génèrent de fortes quantités de pluie dans l'Est du Canada à cette même époque de l'année. Dans certains bassins, les pluies automnales peuvent provoquer des crues équivalentes à celles qu'entraîne la conjugaison des phénomènes printaniers. Dans ces cas, il faut analyser les deux genres de tempêtes séparément et établir deux groupes de valeurs de la PMP (voir Bruce et Sporns, 1963, ou Hogg, 1980).

5.5 Transposition de la pluie

Dans plusieurs études de pluie maximale probable, il faut augmenter le nombre de situations de fortes chutes de pluie disponibles sur un bassin afin de pallier à une insuffisance de données. On peut alors, à certaines conditions, utiliser des situations synoptiques ayant produit des précipitations élevées sur d'autres bassins et supposer que ces mêmes pluies auraient pu se produire sur le bassin d'intérêt; c'est la méthode appelée transposition de pluie.

Les chutes de pluie à être transposées sont d'abord analysées avec toutes les données disponibles dans les régions où elles se sont produites. Puis on examine si la même précipitation aurait pu se produire là où on veut la transposer. Les conditions limitant les possibilités de transposition sont le climat et la topographie. Ainsi, la transposition ne peut s'effectuer qu'à l'intérieur d'une même zone climatique; de plus, on ne doit généralement pas transposer une chute de pluie dans les régions montagneuses ou encore au-delà d'une barrière orographique importante. Ainsi il serait tout à fait hasardeux de vouloir transposer à l'est des Rocheuses une précipitation qui s'est produite sur la côte du Pacifique ou à l'intérieur de cette chaîne de mon-

transpose to an area north of and beyond the Appalachians a storm observed farther to the south along the Atlantic coast. The same remarks would apply to transposing rainfall occurring south of the Laurentians to an area north of and beyond these mountains, and to transposing rainfall occurring on the coast of Labrador to an area beyond the Torngat or Mealy Mountains. On the other hand, transposing rainfall from one area to another on the plains of Western Canada poses few problems and can usually be done without too many restrictions.

5.6 Geographical Corrections and Seasonal Variations of PMP

The quantity of moisture present in the air varies with the geography of the area, the season and the elevation. These variations must be taken into account when transposition techniques are used. It is possible to adjust for humidity by multiplying the observed rainfall by the ratio of the precipitable water over the basin of interest to the precipitable water observed during the event. An adjustment can be made for altitude by subtracting the quantity of moisture contained in the column of air between the altitude where the precipitation fell and the altitude of the basin of interest. Similarly, when transposing rainfall beyond an orographic barrier, an adjustment must be made to take into account the loss of water vapour by the air mass as it crosses the mountain tops.

One transposition problem is a lack of correspondence between the form of the isohyets of the rainfall to be transposed and the shape and principal orientation (major axis) of the basin. Normally, a storm with isohyets extending at right angles from the major axis of a basin pro-

tagnes. De même, il est risqué de transposer vers le nord au-delà des Appalaches une précipitation observée plus au sud, sur la côte atlantique. Les mêmes remarques s'appliqueraient de façon similaire à une précipitation tombée au sud des Laurentides et qu'on voudrait transposer vers la nord au-delà des montagnes; elles s'appliqueraient aussi à une pluie se produisant sur la côte du Labrador, qu'on voudrait transposer au-delà des monts Torngat ou des monts Mealy. Par contre, la transposition de pluie d'un endroit à un autre des Plaines de l'Ouest canadien pose peu de difficulté et peut généralement se faire sans trop de restrictions.

5.6 Corrections pour les effets géographiques et variations saisonnières de la PMP

La quantité d'humidité présente dans l'air varie avec la géographie du lieu, la saison et l'élévation et on doit tenir compte de ces variations en utilisant les techniques de transposition. On peut faire une correction d'humidité en multipliant la pluie observée par le rapport de l'eau précipitable correspondant au point de rosée maximal sur le bassin d'intérêt à celle du point de rosée observé lors de la précipitation transposée. On peut faire des corrections d'altitude en déduisant la quantité d'humidité contenue dans la colonne d'air comprise entre l'altitude où la précipitation est tombée et l'altitude du bassin d'intérêt. De même si on transposait une précipitation au-delà d'une barrière orographique, on devrait faire une correction pour tenir compte de la perte de vapeur d'eau subie par la masse d'air qui traverse les sommets.

Une des difficultés de la transposition vient de la forme des isohyètes de la pluie à transposer par rapport à la forme et à l'orientation principale (axe majeur) du bassin. Bien entendu, une chute de pluie dont les isohyètes ont un allongement à angle droit avec l'axe majeur d'un bassin produit beaucoup moins

duces much less basin runoff than does a storm with isohyets at an acute angle. Paulhus and Gilman (1953) suggested that when a storm is transposed, the axis should not be rotated by more than 20 degrees.

In addition, a storm's moisture source and behaviour depend on a seasonal factor. The transposition processes must be carried out within certain time limits. As a general rule, a storm can be advanced or delayed by 15 days without being modified. However, the probability of this rainfall occurring would not be the same as at an earlier or later date. Thus, it would be unacceptable to attempt to obtain probable maximum precipitation in the spring snowmelt period by transposing precipitation that occurred in the fall during the passage of hurricanes or extratropical storms that sometimes hit southern Ontario, southern Quebec and the Maritimes.

Thus, probable maximum precipitation varies with the season. These seasonal variations must be determined in regions where the maximum flooding results from a combination of rainfall and snowmelt. Since the critical period in terms of maximum snowmelt is not precisely known, the usual method consists of determining the PMP variation curve for the entire thaw season.

There are several methods of doing this, depending on the availability of data:

(a) Observed storm precipitation

This method requires a relatively large number of events for which depth-area-duration data are available and well distributed throughout

de ruissellement sur le bassin qu'une autre ayant un angle plus fermé. Dans le processus de transposition, on doit tenir compte de ce facteur: Paulhus et Gilman (1953) ont suggéré qu'en transposant une chute de pluie, on ne devrait pas effectuer une rotation d'axe de plus de 20 degrés.

De plus, un facteur saisonnier entre en ligne de compte en ce qui concerne la source d'humidité d'une averse et son rendement mécanique. Les processus de transposition doivent se faire à l'intérieur de certaines limites de temps. En règle générale, on peut considérer qu'une pluie pourrait être avancée ou retardée de 15 jours sans être modifiée. Cependant la probabilité d'occurrence de cette pluie ne serait plus la même à une date plus hâtive ou plus tardive. Ainsi, il serait inadmissible pour évaluer les pluies maximales probables en période de fonte, au printemps, de transposer une précipitation qui se serait produite à l'automne, lors du passage d'un ouragan ou d'une tempête extra-tropicale, qui frappe parfois le sud de l'Ontario ou du Québec et les Maritimes.

La pluie maximale probable varie donc avec les saisons de l'année. La détermination de ces variations saisonnières est requise dans les régions où la crue maximale résulte d'une conjugaison de pluie et de fonte de neige. Comme on ne sait pas précisément quelle période est la plus critique pour la fonte maximale, la méthode habituelle consiste à déterminer la courbe de variation des PMP durant toute la saison de fonte.

Il existe plusieurs façons de le faire et le choix dépend de la disponibilité des données:

a) Précipitations de tempêtes observées

Cette méthode requiert un nombre relativement grand d'événements pour lesquels des données de hauteur-superficie-durée sont disponibles et qui sont bien

the entire melt season. On the basis of the atmospheric moisture, the rainfall during an event of a determined duration is maximized in the manner described in paragraph 5.3 above. The rainfall values thus maximized are then plotted on a graph, and the enveloping curve is drawn.

(b) Maximum 12-hour persisting dew points

The seasonal variation of maximum persisting 12-hour dew points may also be used to determine the seasonal variation of PMP. This procedure is more applicable to localized thunderstorm PMP than to PMP for large areas and long durations but it has been used for these larger events when historical storm data are not sufficient (eg. Bruce and Sporns, 1963 or Hogg, 1980). Using an enveloping curve of maximum 12-hour dew points, precipitable water is computed throughout the critical season.

(c) Daily precipitation at the stations

The monthly maximum daily precipitation recorded at the stations can provide an indication of seasonal variations in the PMP. For large basins it is preferable to use a number of stations. During the transitional seasons, early fall and late spring, it is desirable to use the maximum semi-monthly or 10-day rainfall values. Here again the technique consists of plotting the maximum values by date and drawing an enveloping curve.

5.7 Moisture Maximization

As noted in 5.2, atmospheric moisture maximization is a key part

distribuées dans toute la saison de fonte. On maximise par rapport à l'humidité la pluie d'un événement de durée et d'étendue due déterminées comme on l'a décrit ci-haut au paragraphe 5.3. On pointe alors sur diagramme les valeurs de pluie ainsi maximisées et on en trace la courbe-enveloppe.

b) Points de rosée maximums persistants pour une durée de 12 heures

La variation saisonnière de la PMP peut aussi être déterminée en utilisant la variation saisonnière des points de rosée maximaux persistants pour une durée de 12 heures. Cette technique s'applique plutôt aux PMP d'orages locaux qu'aux PMP de longues durées et de grande étendue, mais elle a déjà été utilisée dans ces derniers cas lorsque les données antérieures disponibles étaient insuffisantes (voir Bruce et Sporns, 1963 ou Hogg, 1980). Il s'agit de calculer l'eau précipitable correspondant aux points de rosée maximaux individuels pour toute la saison critique ou de la calculer pour les valeurs prises à partir de la courbe des variations saisonnières des points de rosée.

c) Précipitation quotidienne aux stations

Les maximums mensuels des pluies journalières aux stations peuvent fournir un indice des variations saisonnières de la PMP. Il est préférable d'utiliser plusieurs stations pour les grands bassins. Aux saisons de transition, c'est-à-dire tôt à l'automne et tard au printemps, il est souhaitable d'utiliser la valeur de pluie maximale semi-mensuelle ou déca-daire. La technique consiste ici encore à pointer les valeurs maximales en fonction de la date et à tracer une courbe-enveloppe.

5.7 Maximisation de l'humidité

Comme on l'a mentionné à l'article 5.2., la maximisation de l'humidité at-

of the storm maximization procedure. To adjust a storm for maximum moisture, both the atmospheric moisture available to the storm and the maximum possible atmospheric moisture for that region and season, must be known. Upper-air temperature and humidity soundings are the most accurate sources of such information but these data are frequently not available for historical storms in Canada. An index of atmospheric moisture has been derived based on surface observations of the dew point. Observations of this parameter are much more readily available.

The index is based upon the assumption that the air in the storm is saturated and that the warm moist air flowing into the storm ascends through the storm, moist adiabatically, that is, without the addition or extraction of heat other than that provided by condensing water vapour. Under these conditions, the surface dew point in the warm moist air entering the storm provides a good estimate of the atmospheric moisture in a column of air extending through the entire depth of the storm. No storm converts all available moisture into precipitation, of course, but surface dew points can be a useful index of the moisture available to the storm. The fraction of available moisture converted to precipitation becomes the storm efficiency.

To minimize the effect of spuriously high dew point values due to measurement errors or local effects, the index is based upon dew points which persist for at least 12 hours during the storm. Adiabatic diagrams (tephigrams are available from AES) or tables (see Annex 1, WMO 1973) can then be used in conjunction with the highest 12-hour persisting dew point to determine the atmospheric moisture

atmosphérique est l'une des étapes fondamentales du processus de maximisation des tempêtes. Pour rajuster l'humidité maximale d'une tempête, il faut connaître l'humidité atmosphérique de la tempête et l'humidité maximale possible pour la région et la saison. Les sondages de la température et de l'humidité sont les sources de renseignements les plus justes à cet égard. Malheureusement, ce genre de données n'est souvent disponible que pour les tempêtes qui ont eu lieu récemment au Canada. On a réalisé un indice de l'humidité atmosphérique à partir d'observations en surface du point de rosée. Les observations de ce paramètre sont beaucoup plus faciles à obtenir.

L'indice a été réalisé en tenant pour acquis que l'air d'une tempête est saturé et que l'air chaud et humide qui circule dans la tempête s'élève adiabatiquement, c'est-à-dire sans apport ni perte de chaleur, exception faite des échanges liés à la condensation de la vapeur d'eau. Dans ces conditions, le point de rosée en surface de l'air chaud et humide qui pénètre dans une tempête donne une bonne idée de l'humidité atmosphérique d'une colonne d'air qui traverse la tempête de bas en haut. Bien entendu, les tempêtes ne transforment pas toute l'humidité présente en précipitations. Néanmoins, le point de rosée de surface peut se révéler un indice utile de l'humidité que la tempête pourrait transformer. L'efficacité d'une tempête se définit comme la proportion d'humidité qu'elle peut effectivement convertir en précipitations.

Afin de réduire l'effet que pourraient avoir des points de rosée anormalement élevés (causés par des erreurs de mesure ou par des phénomènes locaux), l'indice est établi à partir de points de rosée qui persistent pendant au moins 12 heures durant une tempête. Pour déterminer l'humidité atmosphérique dont dispose une tempête on peut utiliser des diagrammes ou des tableaux adiabatiques. (le SEA offre des tephigrammes; voir annexe 1,

available to the storm.

Storms are maximized by maximizing the available atmospheric moisture. Maximum values of atmospheric water vapour are usually estimated from maximum persisting 12-hour dew points obtained from surveys of long record (at least 50 years) at several stations in the area of interest. For stations with shorter records, the 100-year return period values are generally used to approximate maximum dew points obtained from long records. Seasonal variation of maximum available moisture can be obtained by determining the monthly maximum 12-hour persisting dew points and drawing an enveloping curve. The maximum available moisture is obtained from the dew points through the tables or diagrams noted above.

Because of the dynamic nature of storms, a single station or set of stations is unlikely to be in the most intense moisture inflow of a storm for more than 12 to 24 hours. The selection of different representative 12-hour persisting dew points for every 12 hours of a long storm is a very tedious task. For these reasons and because no significant errors are introduced, the one 12-hour persisting dew point is usually used throughout the storm. Moisture maximization consists simply of multiplying the observed storm rainfall amounts by the ratio of maximum available moisture for the area to storm available moisture. Specific Canadian examples of this procedure may be found in, among others, Hogg (1980), Pollock and Gigliotti (1975), Gagnon et al (1970) and Buckler and Quine (1970).

WMO 1973) avec le point de rosée le plus élevé pour 12 heures.

Pour maximiser les tempêtes, il faut maximiser l'humidité atmosphérique. En général, on obtient une estimation des valeurs maximales de la vapeur d'eau dans l'atmosphère à partir des points de rosée maximaux qui persistent pendant 12 heures, ceux-ci sont établis à la suite d'études prolongées (au moins 50 ans) menées dans plusieurs stations des régions d'intérêt. Pour les stations qui ne disposent pas de données pour une aussi longue période, on se sert habituellement des valeurs correspondant à une période de retour de 100 ans pour obtenir la valeur approximative des points de rosée maximaux pour une longue période. On obtient les variations saisonnières de l'humidité maximale en déterminant les points de rosée maximaux pendant 12 heures, puis en traçant une courbe-enveloppe. On détermine l'humidité maximale à partir des points de rosée, au moyen des tableaux ou des diagrammes susmentionnés.

En raison de la nature dynamique des tempêtes, une station ou un groupe de stations a peu de chances de se trouver dans le courant d'humidité le plus intense d'une tempête pendant plus de 12 à 24 heures. Le choix des différents points de rosée persistants pour toutes les périodes de 12 heures que comporte une tempête importante représente un travail fastidieux. Pour ces raisons, et parce que cela n'entraîne pas d'erreur notable, on utilise le même point de rosée pour 12 heures pendant toute la durée de la tempête. Ainsi, la maximisation de l'humidité consiste simplement à multiplier les hauteurs de pluie observées par le rapport entre l'humidité maximale pour la région et l'humidité dont dispose la tempête. On trouve des exemples tirés de phénomènes atmosphériques canadiens dans, entre autres, Hogg (1980), Pollock et Gigliotti (1975), Gagnon et autres (1970) et Buckler et Quine (1970).

5.8 Orographic Influences

It is well known that topography affects precipitation. Observations of precipitation and runoff in mountainous terrain in many parts of the world show a general increase of precipitation with elevation. A large part of this increase is due to forced lifting of air over mountains. Another factor is that slopes are preferred locations for the initiation of showers and thundershowers. Evidence indicates that these mechanisms continue to operate during storms controlled by large scale meteorological phenomena, resulting in orographic enhancement of the storm precipitation.

A common method of estimating PMP in regions of strong relief makes use of a model for computing orographic storm precipitation. Using the model, the orographic and non-orographic components of the storm are separated. The non-orographic portion of the storm can then be maximized and, if necessary, transposed to the basin of interest using methods described above. The orographic model can then be applied using maximized moisture and wind parameters to produce the maximized orographic precipitation contribution for a specific basin. The two maximized values are then added together to obtain the basin PMP.

5.8.1 Transposition of Storms in Mountainous Regions

In areas of strong relief, transposition of even the non-orographic portion of storms must be done with care and caution. The orography of some regions of Canada, extreme Western Canada in particular, controls not only the distribution of precipitation within storms, but also

5.8 Influences orographiques

Comme on le sait, les précipitations sont affectées par la topographie. L'observation des précipitations et du ruissellement en terrain montagneux un peu partout dans le monde révèle que les précipitations augmentent avec l'altitude. Une bonne part de cette augmentation est attribuable à l'élévation forcée de l'air au-dessus des montagnes. En outre, les averses et les orages semblent se déclencher plus facilement le long des pentes. Il a été démontré que ces principes valent également pour les tempêtes régies par des grands phénomènes météorologiques, d'où une augmentation orographique des précipitations.

L'une des méthodes couramment utilisées pour estimer la PMP dans des régions où le relief est fortement accentué fait appel à un modèle qui sert au calcul des précipitations orographiques d'une tempête. Ce modèle permet de distinguer les éléments orographiques des éléments non orographiques de la tempête. Il est ensuite possible de maximiser la partie non orographique de la tempête et, le cas échéant, de la transposer sur le bassin d'intérêt grâce aux méthodes expliquées ci-dessus. On peut alors appliquer le modèle orographique, puis se servir des paramètres maximisés du vent et de l'humidité pour déterminer la contribution maximisée des précipitations orographiques pour un bassin donné. Enfin, on trouve la PMP du bassin en additionnant les deux valeurs maximisées.

5.8.1 Transposition des tempêtes dans les régions montagneuses

Dans les régions où le relief est accentué, même la transposition de la composante non orographique nécessite une attention particulière. L'orographie de certaines régions du Canada, l'extrême Ouest en particulier, dicte non seulement la distribution des précipitations d'une tempête, mais également le schéma, la

the track, speed and degree of development of the synoptic scale storms themselves. Indeed, the birth or creation of a storm may be determined by local orography in parts of Western Canada (Chung et al, 1976). In such areas, it may prove wisest to severely restrict the region of allowable transposition or exclude storm transposition entirely from the analysis procedure (e.g. Hogg, 1980, Bruce et al, 1965).

5.8.2 Orographic Models

A wide range of orographic models have been used in PMP studies for Canadian projects in mountainous terrain. The simplest ones involve application of the percent normal or hypsometric methods of determining areal precipitation as described in Sections 4.4 and 4.5. Pollock and Gigliotti (1975) used a more physical but simplistic technique based on the assumption that the entire column of air must rise over mountain barriers in the basin and all moisture condensed by this orographic lifting and cooling must fall as precipitation into the basin. Hogg (1977 and 1980) employed a model recommended by and described in great detail in WMO (1973, Chap. 3). Much more complicated and physically faithful three dimensional numerical weather models for orographic areas exist and continue to be developed. Their use in areas other than where they were developed requires great effort, and deficiencies in the project basin data base often precludes their use. Regardless of the type of model selected, it is very important to ascertain the validity of that model for the project area, using input and verification data from an actual historical storm in the basin.

vitesse et le degré de développement des tempêtes d'échelle synoptique. Certes, dans certaines parties de l'Ouest canadien, il est possible de déceler la naissance d'une tempête à partir de l'orographie locale (Chung et autres, 1976). Dans ces secteurs, il peut être plus sûr de limiter strictement la région où l'on peut admettre une transposition du processus d'analyse, ou renoncer à toute transposition (par exemple, Hogg, 1980, Bruce et autres, 1965).

5.8.2 Modèles orographiques

On s'est servi de toute une panoplie de modèles orographiques dans les études de la PMP effectuées en terrains montagneux au Canada. Les plus simples se fondent sur les méthodes hypsométriques ou du pourcentage normal (percent normal method) pour déterminer les précipitations d'un secteur (voir 4.4 et 4.5). Pollock et Gigliotti (1975) ont utilisé une technique davantage inspirée de la physique, mais très simplifiée, qui se fonde sur l'hypothèse qu'une colonne d'air doit passer entièrement au-dessus des montagnes qui se trouvent dans un bassin, et que la condensation de l'humidité et le refroidissement qu'entraînent cette ascension orographique doit retomber dans le bassin sous forme de précipitations. Hogg (1977 et 1980), s'est servi d'un modèle recommandé et expliqué en détail dans le chapitre 3 de WMO (1973). Il existe également des modèles beaucoup plus compliqués et fidèles qui fournissent des données numériques tridimensionnelles pour les secteurs orographiques et les recherches se poursuivent dans ce sens. Ces derniers modèles sont cependant très difficiles à utiliser ailleurs qu'à l'endroit où ils ont été mis au point. Souvent, il est impossible de les mettre en application en raison d'une insuffisance de données pour le bassin d'intérêt. Peu importe le genre de modèle retenu, il est très important d'en contrôler la validité pour le secteur d'intérêt à l'aide de données d'entrée et de vérification provenant

The WMO (1973) orographic model is the one now used most frequently by AES. This is a multiple layer, two dimensional, orographic model based upon streamline analysis. In this procedure, simplified streamlines are constructed for smoothed or idealized cross-sections through the project basin, parallel to the wind direction most likely to persist during a maximized storm. An example for the Stikine Basin in Northern British Columbia is shown in Figure 5.1. Using observed or synthesized upper atmosphere wind speeds and temperature and humidity information, the trajectories of precipitation elements just reaching the lower and upper boundaries of the basin are calculated and plotted on the streamlines. Parcels of air are assumed to rise along the streamlines from the starting streamline pressure (left hand edge of Figure 5.1) to the pressure attained by the streamline at the intersection with the upper precipitation trajectory. Precipitation formed beyond this point falls outside the basin. The specific humidities of air parcels at the lower and upper precipitation trajectories are calculated using an adiabatic diagram. The summation of the difference in specific humidities between the air parcel at the lower precipitation trajectory and at the upper precipitation trajectory, for each streamline, represents the moisture which condenses and falls as orographic precipitation into the basin.

Details for each step in the calculation are described in WMO (1973). AES now has available computer software which performs these calculations given a basin cross-section and the atmospheric wind, temperature and humidity data. For complex basins or to derive sub-basin precipitation es-

d'une tempête qui a vraiment eu lieu dans le bassin.

A l'heure actuelle, le SEA utilise surtout le modèle orographique de WMO (1973). Il s'agit d'un modèle bidimensionnel multicouches élaboré à partir d'analyses de lignes de courant. On trace des lignes de courant simplifiées correspondant à des coupes verticales adoucies ou idéales dans le bassin d'intérêt. Ces lignes sont disposées parallèlement au vent qui a le plus de chances de souffler pendant toute la durée d'une tempête maximisée. A la figure 5.1, on trouve un exemple d'une coupe du bassin de Stikine au nord de la Colombie-Britannique. Au moyen de données sur la vitesse et la température du vent et sur l'humidité de la haute atmosphère provenant d'observations ou de calculs, il est possible de déterminer la trajectoire des éléments de précipitation au moment où ils atteignent les limites supérieure et inférieure du bassin, et de les pointer sur la ligne de courant. On suppose que l'air s'élève le long des lignes de courant, passant de la pression donnée pour la première (à gauche sur la figure 5.1) à celle de la ligne qui croise la trajectoire de la précipitation supérieure. Les précipitations qui se forment à partir de ce point tombent à l'extérieur du bassin. On détermine le degré d'humidité correspondant aux trajectoires supérieure et inférieure à l'aide d'un diagramme adiabatique.

On trouve des explications détaillées de toutes les opérations dans WMO (1973). Le SEA dispose maintenant du logiciel nécessaire pour effectuer ces calculs à partir d'une coupe verticale du bassin et de données sur le vent atmosphérique, la température et l'humidité. Lorsqu'il s'agit d'un bassin complexe, ou

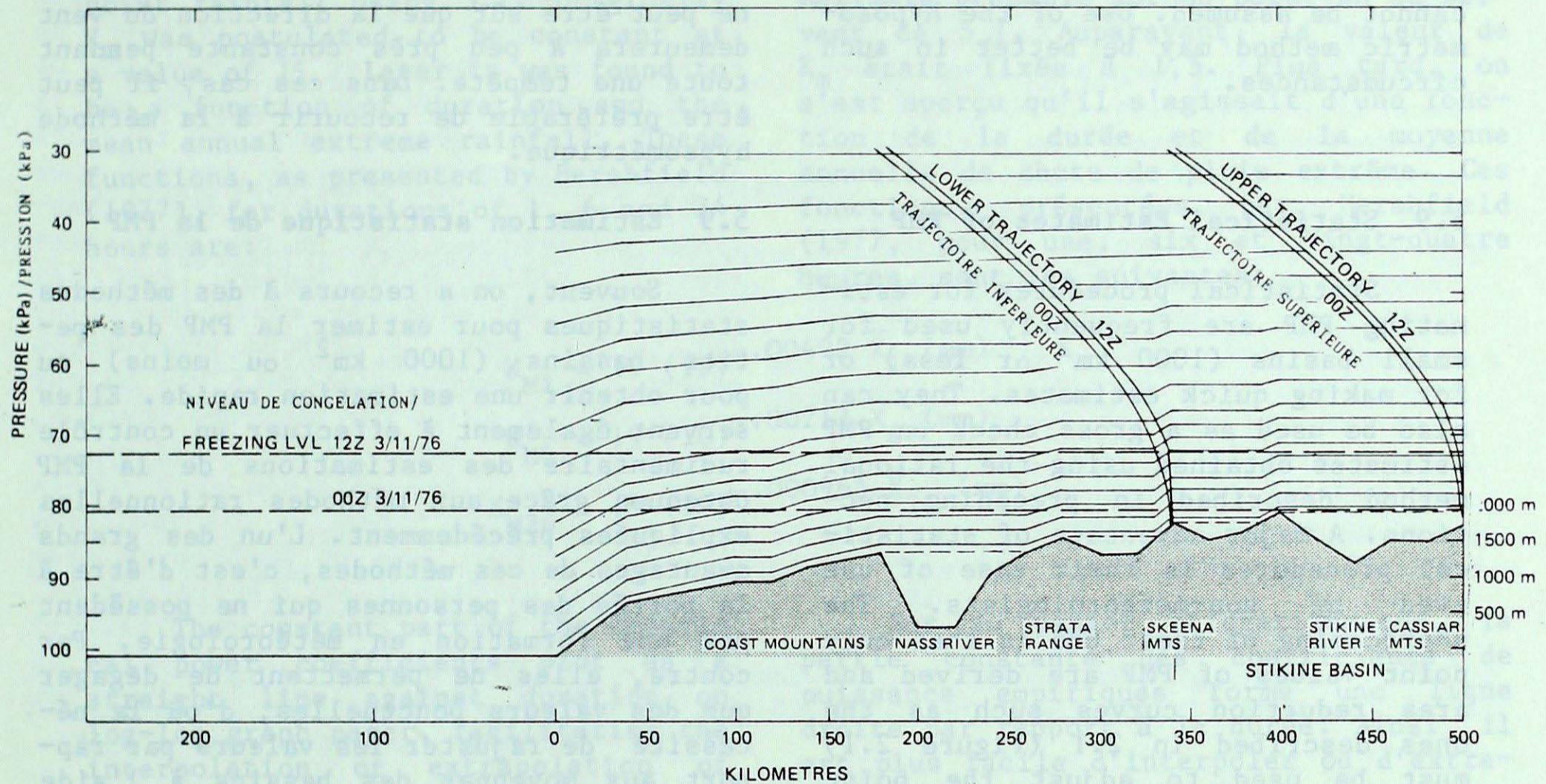


Figure 5.1 Stikine Basin Cross-Sections for Application of
WMO (1973) Orographic Model

Coupe verticale du bassin de la Stikine servant au modèle orographique de WMO (1973)

several hundred millimetres of precipitation. These fall as snow in the winter months and as rain in the summer months. The amount of precipitation varies greatly from year to year, and there is a significant correlation between the amount of precipitation and the amount of snowfall. The amount of precipitation is also influenced by the amount of snowmelt, which is dependent on the amount of snowfall and the temperature of the air. The amount of precipitation is also influenced by the amount of snowmelt, which is dependent on the amount of snowfall and the temperature of the air. The amount of precipitation is also influenced by the amount of snowmelt, which is dependent on the amount of snowfall and the temperature of the air.

timates the cross-section may be segmented or several separate cross-sections may be used. The model has worked well on the Canadian basins where it was applied (Hogg, 1977, 1980) but it is not appropriate for all basins; particularly not for basins for which a fairly constant wind direction during the maximum storm cannot be assumed. Use of the hypsometric method may be better in such circumstances.

5.9 Statistical Estimates of PMP

Statistical procedures for estimating PMP are frequently used for small basins (1000 km^2 or less) or for making quick estimates. They can also be used as a gross check on PMP estimates obtained using the rational method described in preceding sections. A major advantage of statistical procedures is their ease of use even by non-meteorologists. The shortcoming of their use is that only point values of PMP are derived and area reduction curves such as the ones described in 2.1 (Figure 2.1) must be used to adjust the point values to basin averages.

Hershfield (1961, 1965, 1977) developed and later modified the procedure which is commonly used to statistically estimate PMP. It is based on the general frequency equation 2.1 discussed in section 2.5:

lorsqu'on veut estimer les précipitations d'un sous-bassin, il est possible de segmenter la coupe verticale ou d'utiliser plusieurs coupes verticales distinctes. Ce modèle a donné de bons résultats dans les bassins canadiens où on l'a employé (Hogg, 1977, 1980), mais il ne convient pas à tous les bassins. Cette dernière remarque est d'autant plus juste quand on ne peut être sûr que la direction du vent demeurera à peu près constante pendant toute une tempête. Dans ces cas, il peut être préférable de recourir à la méthode hypsométrique.

5.9 Estimation statistique de la PMP

Souvent, on a recours à des méthodes statistiques pour estimer la PMP des petits bassins (1000 km^2 ou moins) ou pour obtenir une estimation rapide. Elles servent également à effectuer un contrôle rudimentaire des estimations de la PMP obtenues grâce aux méthodes rationnelles expliquées précédemment. L'un des grands avantages de ces méthodes, c'est d'être à la portée des personnes qui ne possèdent pas une formation en météorologie. Par contre, elles ne permettent de dégager que des valeurs ponctuelles, d'où la nécessité de rajuster les valeurs par rapport aux moyennes des bassins à l'aide des courbes surface-diminution qui sont expliquées au paragraphe 2.1 (figure 2.1).

Hershfield (1961, 1965, 1977) a mis au point une méthode qui sert à évaluer statistiquement la PMP; il l'a modifiée par la suite et elle est maintenant d'usage général. Elle repose sur l'équation générale de la fréquence (2.1) dont on traite au paragraphe 2.5, soit:

On trouve des explications détaillées de toutes les opérations dans HMD (1971). Il faut disposer maintenant de légères tables établies pour effectuer ces calculs à partir d'une coupe verticale du bassin et de données sur le vent atmosphérique, la température et l'humidité. Lorsqu'il s'agit d'un bassin complexe, ou

$$X_{T_r} = \bar{X} + K S_x$$

where X_{Tr} is the return period rainfall, \bar{X} and S_x are the mean and standard deviation of a series of n annual maxima and K is the frequency factor and is dependent upon the frequency distribution chosen to fit the data. Hershfield (1977) presents an empirical relationship for a K (K_m) to estimate the probable maximum point rainfall using 5.1. Originally K_m was postulated to be constant at a value of 15. Later it was found to be a function of duration and the mean annual extreme rainfall. These functions, as presented by Hershfield (1977), for durations of 1, 6 and 24 hours are:

$$K_{M1} = 19 (10)^{-0.00492 \bar{X}_1} \text{ (mm)}$$

$$K_{M6} = 19 (10)^{-0.00213 \bar{X}_6} \text{ (mm)}$$

$$K_{M24} = 19 (10)^{-0.000965 \bar{X}_{24}} \text{ (mm)}$$

The constant part of the empirical power coefficients plot as a straight line against duration on log-log graph paper, facilitating the interpolation or extrapolation of these values for other durations.

These relationships are based on several hundred thousand station-years of data from many countries, but mainly the United States. Since their development in 1965, Hershfield (1977) claimed that the predicted values of PMP had not been exceeded. Unofficial measurements using non-standard collectors (buckets, etc) however, have exceeded the statistical estimates of PMP on several occasions, including a case (Buffalo Gap, Sask. 1961) on the Canadian Prairies (McKay, 1965). Hershfield's relationships are indeed based on a very large number of standard observations. When the extreme rarity of events is considered along with the

ou X_{Tr} représente la chute de pluie de période de retour donnée, \bar{X} et S_x sont la moyenne et l'écart-type d'une série de maximums annuels, et K , le facteur de fréquence. Ce dernier dépend de la distribution de fréquence correspondant aux données. Hershfield (1977) postule une relation empirique pour K (K_m), ce qui lui permet d'estimer la chute de pluie maximale probable sur un point en se servant de 5.1. Auparavant, la valeur de K_m était fixée à 1,5. Plus tard, on s'est aperçu qu'il s'agissait d'une fonction de la durée et de la moyenne annuelle de chute de pluie extrême. Ces fonctions, présentées par Hershfield (1977, pour une, six et vingt-quatre heures, sont les suivantes:

Sur du papier bilogarithmique, la partie constante des coefficients de puissance empiriques forme une ligne droite par rapport à la durée. Ainsi, il est plus facile d'interpoler ou d'extraire ces valeurs pour d'autres durées.

Ces relations sont le fruit de plusieurs centaines de milliers de stations-années consacrées à la cueillette de données dans de nombreux pays, mais surtout aux Etats-Unis. Depuis leur découverte en 1965, Hershfield (1977) affirme que les valeurs prévues n'ont jamais été dépassées. Toutefois, des mesures non officielles faites au moyen de collecteurs non normalisés (augets, etc.) ont souvent dépassé les estimations statistiques de la PMP (par exemple, à Buffalo Gap (Sask.) dans les Prairies canadiennes en 1961 (McKay, 1965)). Sans doute, les relations établies par Hershfield sont-elles fondées sur un très grand nombre d'observations. Néanmoins, quand on songe à la très faible occurrence des événements et

relatively tiny proportion of the earth actually sampled by standard gauges, it is not at all statistically surprising that a few events occurring elsewhere have exceeded all events as measured by gauges, and in fact have even exceeded Hershfield's relationships. This is particularly true for small area, short duration, showery precipitation. Thus the statistical method may not always produce true estimates of the PMP for all regions. Indeed, the statistical estimates of PMP are generally somewhat lower than the estimates based on rational techniques described in previous sections. Nevertheless, the statistical method generally produces a quickly and easily derived, close approximation to the PMP for a station. In its various forms, it has been successfully used and the results verified in numerous Canadian studies including Hogg (1977, 1980), Pollock and Gigliotti (1975), Gagnon et al. (1970), Bruce et al. (1965), McKay (1965) and Bruce and Sporns (1963).

5.10 Canadian PMP Studies

The following is a partial list of PMP studies relevant to Canadian drainage basins carried out in the period 1960-1980.

British Columbia/Colombie-Britannique

Maximum snow accumulation and melt rates in the Canadian portion of the Columbia River Basin by J.P. Bruce and U. Sporns. AES TEC-436, 1962.

Critical meteorological conditions for maximum inflow, wind set-up and waves, Portage Mountain Reservoir, Peace River, B.C. by J.P. Bruce, T.L. Richards and U. Sporns. AES Climatological Studies No. 2, 1965.

Probable maximum snowpack and rainstorm, Penticton Creek, British Columbia by G.A. McKay. Prairie Farm Rehabilitation Administration Met. Report No. 18, Regina, 1965.

à la proportion relativement faible du globe qui a été étudiée au moyen de jauge normalisées, il ne faut pas se surprendre si un petit nombre d'événements qui se sont produits ailleurs ont donné des résultats plus élevés que tous ceux qui ont été mesurés à l'aide d'une jauge, et ont même dépassé les relations établies par Hershfield. Cela est d'autant plus vrai quand il s'agit d'averses, de secteurs peu étendus et d'événements de courte durée. Il est donc possible que la méthode statistique ne donne pas toujours des estimations précises de la PMP pour toutes les régions. En outre, les estimations statistiques sont un peu moins élevées que celles qu'on obtient avec les techniques rationnelles expliquées plus tôt. Malgré tout, la méthode statistique permet généralement d'obtenir une valeur assez précise de la PMP pour une station, rapidement et sans grande difficulté. Cette méthode a été utilisée avec succès sous ses diverses formes et les résultats ont été vérifiés dans de nombreuses études menées au Canada par, entre autres, Hogg (1977, 1980), Pollock et Gigliotti (1975), Gagnon et autres (1970), Bruce et autres (1965), McKay (1965) et Bruce et Sporns (1963).

5.10 Etudes canadiennes de la PMP

Une liste partielle des études de la PMP réalisées durant les années 1960-1980, et qui s'appliquent aux bassins hydrologiques canadiens est présentée ci-dessous.

Spillway design floods for the Fraser River Basin. Water Planning and Management Branch, Environment Canada, Ottawa, 1972.

Critical meteorological conditions for maximum flows on the Pine, Beatton and Halfway Rivers in British Columbia with an estimate of associated conditions for the Peace River above the WAC Bennett Dam by D.M. Pollock and T.F. Gigliotti. AES Unpub. 1975.

Probable maximum precipitation in the McGregor River Basin by W.D. Hogg. AES Unpub. 1977.

Critical meteorological conditions for maximum inflow Stikine River, B.C. above Grand Canyon. AES Unpubl. 1980.

Prairies Provinces/Les provinces des prairies

Persisting dewpoints in the Prairie Provinces by G.A. McKay. Prairie Farm Rehabilitation Administration (PFRA) Met. Report 111, Regina, 1963.

Statistical estimates of probable maximum rainfall in the Prairie Provinces by G.A. McKay. PFRA Met. Report 17, Regina, 1964.

Alberta

Meteorological conditions leading to the project design and probable maximum flood - Paddle River, Alberta, by G.A. McKay. PFRA Met. Report 119, Regina, 1966. Also Trans ASAE Vol. 11, No. 6, pp. 821-825, 1968.

Probable maximum snowpack spring melt and rainstorm leading to the probable maximum flood, Elbow River, Alberta, by S.J. Buckler. AES Prairie Hydromet Centre Report No. 1, Regina, 1968.

Critical meteorological conditions for maximum flow in the Pembina Valley above Entwistle by S.J. Buckler. AES prairie Hydromet Centre Report No. 2, Regina, 1970 or AES CMRR 2/71 Downsview, 1971.

Estimate of the maximum probable precipitation for Alberta River Basins by J.P. Verschuren and L. Wojtiw. Alberta Environment RMD-80/1, Edmonton 1980.

Saskatchewan

Maximum and minimum temperatures for five-day snowmelt computations by H.F. Cork. AES Prairie Hydromet. Centre Report No. 15, Regina, 1975.

Manitoba

Design winds for reservoirs in southern Manitoba by G.A. McKay. PFRA Met. Report No. 20, Regina, 1966.

Ontario

Preliminary estimates of probable maximum precipitation over southern Ontario by J.P. Bruce. Ontario Dept. Planning and Development, Toronto.

Quebec/Québec

Derivation of the maximum probable floods for the Manicouagan River at Manicouagan 5 by H.G. Acres and Company Ltd. Quebec Hydro-Electric Commission, 1961.

Critical meteorological conditions for maximum flows, the St. Francois and Chaudiere River Basins, Quebec by R.W. Gagnon, D.M. Pollock and D.M. Sparrow. AES Climatological Studies No. 16, 1970.

Hydrométéorologie, bassin versant de la Sainte-François. Service de la Météorologie, Ministère des Richesses naturelles, publication E.A.-7, Québec, 1977.

Hydrométéorologie, bassin versant de la Yamaska. Service de la Météorologie, Ministère des Richesses naturelles, publication E.B.-B (mp-56), Québec, 1979.

New Brunswick/le nouveau-brunswick

Critical meteorological conditions for maximum floods in the St. John River Basin by J.P. Bruce and U. Sporns. AES Can. Met. Mem 14, 1963.

Newfoundland/la terre-neuve

Historical rainstorm analysis and estimation of maximum storm rainfall in southern Newfoundland. AES Unpubl., 1966.

Critical meteorological conditions for maximum inflow, Churchill Falls Power Development, Newfoundland by D.M. Sparrow. AES TEC 677, 1968.

A study of the meteorological factors for maximum flows in the Churchill River at Gull Island, Labrador by D.M. Pollock and W.L. Ranahan. AES Unpubl., 1975.

Relevant U.S. PMP Studies/Etudes pertinentes américaines de la PMP

Generalized estimates of maximum possible precipitation over the United States east of the 105th meridian. U.S. Dept. of Commerce, Hydromet. Report No. 23, 1947.

Generalized estimates of probable maximum precipitation for the United States west of the 105th meridian. U.S. Dept. of Commerce, Tech. Paper No. 38, 1960.

Probable maximum precipitation, Northwest States. U.S. Dept. of Commerce, Hydromet. Report No. 43, 1966.

Probable maximum precipitation and rainfall-frequency data for Alaska by J.F. Miller. U.S. Dept. of Commerce, Tech. Paper No. 47, 1963.

Meteorological conditions for the probable maximum flood on the Yukon River above Rampart, Alaska. U.S. Dept. of Commerce, Hydromet. Report No. 42, 1966.

Maximum precipitable water for Alaska by J.T. Riedel and A.P. Shipe,
Jr. Amer. Met. Soc. Conf. on Hydrometeorology, preprints pp. 123-128, Boston,
Mass.

Probable maximum precipitation and snowmelt criteria for Red River of the North above Pembina and Souris River above Minot, North Dakota by J.T. Reidel. U.S. Dept. of Commerce, Hydromet Report No. 48, 1973.

Probable maximum precipitation for St. John River above Dickey dam site and between Dickey and Lincoln School dam sites, Maine by J.T. Riedel. U.S. Dept. of Commerce, Office of Hydrology, 1966.

6. SNOW ACCUMULATION AND MELT

6.1 Maximum Probable Snow Accumulation

In most watersheds in Canada, especially those of large areal extent, the maximum flood occurs in the spring and is caused by the combined effects of heavy rain and snowmelt. It is therefore essential to determine the maximum quantity of water that the snow cover can contain in the spring. The following three methods can be used to carry out this analysis: the partial season method, snowstorm maximization, and statistical analysis of the snow cover.

6.1.1 Partial season method

This method is based on the assumption that the maximum snowfall observed for periods of different durations can be combined to form a synthetic year, regardless of the years in which the maximum values for each of the periods were observed.

Each of the winter seasons for which data are available is first subdivided into periods of 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64, and 128 consecutive days using the same starting date for each winter. For each period, only the maximum value observed is retained, regardless of the year in which it occurred. The sum of these maximum values is considered to be the maximized snowfall for a winter season beginning on the date chosen. The same calculation is then repeated a number of times, and each time the starting date is moved ahead one day so that all possible combinations can be studied. For the period following each selected date, we obtain 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64, and 128 seasonal snowfall values, from which only the

6. ACCUMULATION ET FONTE DE LA NEIGE

- P. Lamb -

6.1 Accumulation maximale probable de la neige

Pour la plupart des bassins hydrographiques canadiens et surtout pour les bassins de grande étendue, les crues maximales se produisent au printemps sous l'effet cumulé de fortes pluies et de la fonte de la neige; il est par conséquent essentiel d'évaluer la quantité maximale d'eau que peut contenir le manteau nival au printemps. Trois méthodes peuvent être utilisées pour faire cette évaluation soit la méthode des saisons synthétiques, la maximisation des tempêtes de neige et l'analyse statistique du manteau nival.

6.1.1 Méthode des saisons synthétiques

Cette méthode est essentiellement fondée sur l'hypothèse que les chutes de neige maximales observées pour des périodes de différentes durées peuvent être regroupées pour former une année synthétique quelles que soient les années durant lesquelles les valeurs maximales de chacune des périodes ont été observées.

Chacune des saisons d'hiver pour lesquelles des données sont disponibles est d'abord subdivisée en périodes de 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64 et 128 jours consécutifs débutant à la même date pour chacun des hivers et on ne retient, pour chaque période, que la valeur maximale observée quelle que soit l'année où celle-ci s'est produite. La somme de ces valeurs maximales donne une valeur considérée comme chute de neige maximisée compte tenu de la date choisie pour le début de la saison hivernale. On reprend ensuite le même calcul en décalant successivement la date de début de l'hiver d'une journée afin d'examiner toutes les combinaisons possibles. Selon la date de début choisie, on obtient 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64 et 128 valeurs de chutes de neige saisonnières parmi lesquelles on ne

maximum value for each year is retained.

Once the maximum value for each of the eight periods is calculated, the next step is to determine the period length that will apply to the basin in question. For this purpose, it is necessary to examine the three or four winters that had the heaviest seasonal snowfalls in order to estimate the number of weather systems that contributed to the snowfall and the number of days that elapsed between the passage of the first and last weather systems during the winter. The average time between the passage of two successive weather systems is calculated by dividing the average number of days between the passage of the first and last systems by the average number of weather systems during the same period. The maximum probable snow accumulation is obtained by interpolating between the eight maximum values calculated previously in order to determine the snowfall that corresponds to the average interval between the passage of two successive weather systems.

This method usually provides good results and is therefore often used. The calculations required, however, are very long and involved. The Atmospheric Environment Service and the Quebec Meteorological Service among others, already use automated programs to perform the calculations.

6.1.2 Snow storm maximization

This method is basically the same as the one described in section 5.3, which deals with the calculation of probable maximum precipitation. However, since the aim is to calculate a maximum seasonal snowfall, the snowfalls must be maximized individually before they are added together.

retient que la valeur maximale pour chaque durée.

Ayant calculé ces huit valeurs maximales, soit une valeur pour chaque durée, il faut ensuite déterminer la durée des périodes qui s'appliquera au bassin en question. A cette fin, il faut examiner les trois ou quatre hivers qui ont donné les plus fortes chutes de neige saisonnières pour estimer le nombre de systèmes météorologiques qui ont contribué à la chute de neige ainsi que la nombre de jours qui se sont écoulés entre la passage du premier et du dernier système durant l'hiver. On calcule ensuite la durée moyenne entre le passage de deux systèmes météorologiques successifs en divisant le nombre moyen de jours entre le passage du premier et du dernier système par le nombre moyen de systèmes météorologiques durant cette même période. L'accumulation de neige maximale probable est ensuite obtenue en interpolant entre les huit valeurs maximales calculées précédemment pour évaluer la chute de neige correspondant à l'intervalle moyen entre le passage de deux systèmes météorologiques successifs.

Cette méthode fournit généralement de bons résultats et pour cette raison, elle est souvent utilisée. Les calculs impliqués sont cependant très longs et fastidieux. Le Service de l'environnement atmosphérique de même que le Service de la Météorologie du Québec, entre autres, ont déjà des programmes mécanographiques qui font ces calculs.

6.1.2 Maximisation des tempêtes de neige

Cette méthode est essentiellement la même que celle décrite à la section 5.3 de cette monographie portant sur le calcul de la pluie maximale probable. Cependant, comme il s'agit de calculer une chute de neige saisonnière maximale, chaque chute de neige doit être maximisée individuellement avant d'en faire la somme.

In general, this calculation is done only for winters which have the heaviest snowfalls. For each winter, an average maximizing factor is estimated and then applied to the total seasonal snowfall. The highest value thus obtained is considered to be the probable maximum snowfall.

6.1.3 Statistical analysis of the snow cover

The set of data used in this analysis comes from snow courses, where the depth of the snow on the ground and the equivalent depth of water are measured simultaneously. Gumbel's theory of extremes, described in section 2.4, is applied to the maximum annual snowwater equivalent so that values having recurrences of 100 and 1000 years can be calculated.

Statistical analysis of the snow cover serves mainly to verify the values obtained by either of the preceding two methods. Since most of the data used in this analysis are different and because some of the fall and spring snowfalls do not contribute to the formation of a snow cover, we cannot expect to obtain strictly comparable results. Moreover, it is very hazardous to estimate a recurrence of 1000 years using a sample of only 25 years.

The partial season method is the one that usually provides the highest and therefore the most reliable values. For this reason it is very often used in Canada to estimate probable maximum snow accumulation.

6.2 Snowmelt Equations

Snowmelt is a thermodynamic process determined by the snow

On effectue généralement ce calcul seulement pour les hivers qui ont donné les plus fortes chutes de neige. Pour chaque hiver, on estime un facteur maximisant moyen qui est par la suite appliqué au total saisonnier des chutes de neige. La valeur la plus forte ainsi obtenue est considérée comme la chute de neige maximale probable.

6.1.3 Analyse statistique du manteau nival

Les données qui servent à cette analyse sont celles qui proviennent des lignes de prélèvements de neige où sont mesurés simultanément la hauteur de neige au sol et son équivalent en eau. La théorie des extrêmes de Gumbel, décrite à la section 2.4 de la présente monographie est appliquée aux valeurs annuelles maximales de l'équivalent en eau du manteau nival afin de calculer les valeurs ayant des récurrences de 100 ans et 1000 ans.

L'analyse statistique du manteau nival est surtout utilisée pour vérifier les valeurs obtenues par l'une ou l'autre des deux méthodes précédentes. Les données qui servent à cette analyse étant essentiellement différentes et compte tenu du fait qu'une partie des chutes de neige automnales et printanières ne contribuent pas à la formation du manteau nival, on ne saurait en attendre des résultats strictement comparables. Il est de plus très hasardeux d'estimer une récurrence de 1000 ans à partir d'un échantillon de quelque 25 années.

La méthode des saisons synthétiques est celle qui fournit généralement les valeurs les plus fortes et par conséquent les plus sûres. En conséquence, elle est très souvent utilisée au Canada pour estimer l'accumulation de neige maximale probable.

6.2 Equations de fonte de la neige

La fonte de la neige est un processus thermodynamique déterminé essentiel-

cover energy budget. The principal energy exchanges between the snow cover and its environment include the absorption of short-wave radiation, the emission and absorption of long-wave radiation, the transfer of latent heat during condensation of atmospheric water vapour, the exchange of sensible heat between the air or the ground and the snow cover and the transfer of sensible heat from raindrops.

Over the years, two different approaches have been developed to quantify snowmelt as a function of meteorological variables. The first approach involves degree-days, based on a statistical correlation between the temperature of the air and the melt, as estimated from the runoff. Relationships of this type are practically always linear, and use either the daily maximum air temperature, the daily average temperature, or a combination of the maximum, the minimum and the amplitude of the diurnal variation. Some of the frequently used models of this type are:

$$M = 2.29 TM$$

$$M = 2.74 (TX - 5.5)$$

$$M = 1.82 (TM - 2.4)$$

$$M = 3TM + TCA ((TX - TN)/8 + TN)$$

where M daily melt in mm of water equivalent;

TX maximum air temperature in degrees C;

= net resulting
from conduction of heat
from the ground.

lement par le bilan d'énergie du manteau nival. Parmi les principaux échanges énergétiques entre le manteau et son environnement, on peut citer l'absorption de rayonnement de courtes longueurs d'ondes, l'émission et l'absorption de rayonnement d'ondes longues, le transfert de chaleur latente lors de la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique, l'échange de chaleur sensible entre l'air ou le sol et le manteau nival, ainsi que le transfert de chaleur sensible provenant des gouttes de pluie.

Deux approches différentes ont été élaborées au cours des années afin de quantifier la fonte de la neige en fonction des variables météorologiques. La première est celle des degrés-jours qui repose sur la corrélation statistique entre la température de l'air et la fonte estimée à partir des débits. Les relations de ce type sont pratiquement toujours linéaires et utilisent soit la température maximale quotidienne de l'air, soit la température moyenne quotidienne ou bien une combinaison du maximum, du minimum et de l'amplitude de la variation diurne. Quelques-uns des modèles de ce type qui sont fréquemment utilisés sont:

U.S. Army Corps of Engineers (1956)

U.S. Army Corps of Engineers (1956)

Pysklywec et al (1968)

Quick and Pipes (1975)

où M = la fonte quotidienne en millimètres d'équivalent en eau

TX = la température maximale de l'air en degré C;

-87- $M_r =$ la fonte résultant de la conduction de chaleur à partir du sol.

TN = minimum air temperature in degrees C;

TM = average air temperature in degrees C;

$$TCA = \begin{cases} 0 & \text{si } TN \leq 0 \\ TN/4.4 & \text{si } 0 < TN < 1.5 \\ 1.5 & \text{si } TN/4.4 \geq 1.5 \end{cases}$$

Each of the first three models has two parameters - a base temperature of 0 degrees C is implicit in the first equation. The first parameter is a proportionality factor, generally called the melt index and the second is a base temperature, below which the melt is assumed to be negligible. The particular value retained for the base temperature therefore determines the date on which the thaw period will begin, while the melt index serves mainly to characterize the intensity and consequently the duration of the snowmelt, as well as the date on which the snow cover will disappear. It is now established that the melt index is not really constant but that it increases gradually during the thaw period because of changes in the quality of the solar radiation and in the albedo and ripeness of the snow. From this aspect, the Quick and Pipes (1975) model is quite distinct in that for an equal number of degree days, the amount of melt remains a function of temperature. The principal advantage of these models is that they require only temperature data, and are very easy to use. The disadvantage is that they are based on the theory that all energy exchanges can be reduced to a function of a single variable, that is, temperature. In actual fact, however, the closer the radiation, wind and humidity conditions are to normal, the more accurate will be the estimates of melt. It has been observed that these models tend to

TN = la température minimale de l'air en degré C;

TM = la température moyenne de l'air en degré C;

$$TCA = \begin{cases} 0 & \text{si } TN \leq 0 \\ 0 < TN < 1.5 & \\ TN/4.4 & \text{si } TN/4.4 \geq 1.5 \end{cases}$$

Les trois premiers modèles comportent chacun deux paramètres (un seuil de température égal à zéro est implicite dans la première équation) qui sont d'une part un facteur de proportionnalité, généralement appelé le taux de fonte, et d'autre part un seuil de température en-deçà de laquelle la fonte est considérée comme nulle. La valeur particulière retenue pour le seuil de température déterminera donc la date à laquelle s'amorcera la période de fonte printanière tandis que le taux de fonte servira surtout à caractériser l'intensité et par conséquent la durée de la fonte ainsi que la date de disparition du manteau nival. Il est acquis aujourd'hui que le taux de fonte n'est pas constant en réalité mais qu'il augmente de façon graduelle durant la période de fonte du principalement aux changements de qualité du rayonnement solaire, et de l'albédo et au mûrissement de la neige. Sous ce rapport, le modèle de Quick and Pipes (1975) présente une distinction importante en ce sens que pour un nombre égal de degrés-jours, la quantité de fonte demeure une fonction de la température. Le principal avantage de ces modèles réside dans le fait qu'ils ne requièrent que des données de température et qu'ils sont très faciles à utiliser. Ils possèdent toutefois les inconvénients liés au fait qu'ils ont été développés en considérant que tous les échanges énergétiques peuvent être ramenés à une dépendance unique en fonction de la température. Ceci ne saurait être le cas et c'est la raison pour laquelle les hauteurs de fonte calculées seront d'autant meilleures que les con-

underestimate high melt rates and to overestimate low melt rates. In addition, these models produce better results for shaded areas, such as forests, and are much less accurate in open areas.

The second approach used to determine snowmelt consists in developing a conceptual model in which each of the principal energy exchanges is represented by mathematical relationships. The first attempt at applying energy transfer theories to snow cover was made by Sverdrup (1936). But it was only with the publication of the research results of the U.S. Army Corps of Engineers in Snow Hydrology (1956), and with the advent of the first computers, that real advances were made in the development of conceptual models. More recently, several of these models have been developed by Anderson (1976), Outcalt et al. (1975), Humphrey and Skau (1974) and Obled (1973). As an example, we will examine the model contained in Snow Hydrology (1956). This model is used very often, and is the basis for several other models.

The basis of this model is given by the following general equation:

$$M = M_{rs} + M_{rl} + M_{ce} + M_p + M_g$$

where M = total melt,

M_{rs} = melt due to short-wave radiation,

M_{rl} = melt due to long-wave radiation

M_{ce} = melt due to condensation of atmospheric water vapour and advection of warm air,

M_p = melt due to the sensible heat of raindrops,

M_g = melt resulting from conduction of heat from the ground.

ditions d'ensoleillement, de vent, d'humidité seront près des valeurs normales. Ainsi, on remarque que ces modèles ont tendance à sous-estimer les fortes fontes et à les sur-estimer lorsque celles-ci sont faibles. Ce type de modèle donne de plus de meilleurs résultats pour des endroits ombragés, comme en forêt, tandis que leur précision est beaucoup plus faible en terrain découvert.

La seconde approche utilisée pour évaluer la fonte de la neige a consisté à élaborer un modèle conceptuel où chacun des principaux échanges énergétiques est représenté par des relations mathématiques. La première tentative pour appliquer les théories du transfert d'énergie au manteau nival fut celle de Sverdrup (1936). Ce n'est toutefois qu'avec la parution des résultats des recherches du U.S. Army Corps of Engineers, Snow Hydrology (1956), et avec l'avènement des premiers ordinateurs que le développement des modèles conceptuels a connu un réel essor. Plus récemment, plusieurs de ces modèles ont été mis au point, Anderson (1976), Outcalt et al. (1975), Humphrey et Skau (1974) et Obled (1973). A titre d'exemple, nous nous attarderons sur celui contenu dans Snow Hydrology (1956) puisqu'il est très souvent utilisé et qu'il est à la base de plusieurs autres modèles.

Ce modèle a pour point de départ l'équation générale suivante:

où M = la fonte totale,

M_{rs} = la fonte due au rayonnement d'ondes courtes,

M_{rl} = la fonte due aux ondes longues,

M_{ce} = la fonte due à la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique et à l'advection d'air chaud,

M_p = la fonte due à la chaleur sensible des gouttes de pluie,

M_g = la fonte résultant de la conduction de chaleur à partir du sol.

This equation may take several particular forms, depending on the physiography of the basin and the weather conditions. Less data are required for dense forest cover and rainy weather. Indeed, the presence of a heavy forest cover and of rain, and therefore of a cloud cover, makes it possible to simplify the terms for radiation exchange and the term corresponding to condensation and advection, the latter being directly related to wind velocity, which is lower in the forest than in open areas. On the basis of these simplifications, and taking into account additional particular hypotheses, the melt may be calculated using the following equations:

Cette équation peut prendre plusieurs formes particulières selon les caractéristiques physiographiques du bassin et en fonction des conditions météorologiques; le nombre de type de données nécessaires étant moindre lorsque la couverture forestière est forte et que le temps est pluvieux. En effet, la présence d'un fort couvert forestier, de même que de pluie, donc d'une couverture nuageuse, permet de simplifier les termes d'échanges radiatifs et celui correspondant à la condensation et à l'advection puisque ce dernier est directement lié à la vitesse du vent, laquelle est plus faible en forêt qu'en terrain découvert. Compte-tenu de ces simplifications et des hypothèses particulières additionnelles, la fonte peut être calculée à l'aide des équations suivantes:

No rain/Période sans pluie, $F \leq 10\%$

$$M = K (3.083 R_{si}) (1 - a) + (1 - N) (0.97 T_a - 21.3) \\ + N (1.33 T_c) + K (0.238V) (0.22 T_a + 0.78 T_d)$$

No rain/Période sans pluie, $10\% < F \leq 60\%$

$$M = K (2.428 R_{si}) (1 - a) + K (0.238V) (0.22 T_a + 0.78 T_d) + F (1.33 T_a)$$

No rain/Période sans pluie, $60\% \leq F \leq 80\%$

$$M = K (0.238V) (0.22 T_a + 0.78 T_d) + 1.33 T_a$$

No rain/Période sans pluie, $F > 80\%$

$$M = 3.38 (0.53 T_a + 0.47 T_d)$$

Rain/Période avec pluie, $0\% \leq F \leq 60\%$

$$M = 1.33 + 0.238KV + 0.013 P) T_a + 2.29$$

Rain/Période avec pluie, $F \geq 60\%$

$$M = (3.38 + 0.013 P) T_a + 1.27$$

where M = daily melt in mm of water equivalent,
 F = effective fraction of the basin covered by forest,
 K = melt factor due to condensation and advection (varying from 0.3 to 1.0, depending on whether or not there is a forest),
 K' = melt factor due to radiation (varying with the topography and equal to 1.0 in the case of a plain),
 N = cloud amount,
 P = rain depth in mm,
 T_a = air temperature in degrees C.,
 T_d = dew point of the air in degrees C.,
 R_{si} = incident solar radiation in $\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$,
 a = albedo of the snow,
 V = wind speed at 15.2 metres in km hr^{-1} .

It is recommended that an albedo of 0.8 be used immediately following a snowfall and an exponential decay be applied varying with the number of days since the last snowfall, so that the albedo would be equal to 0.45 after 14 days. During the last part of the melt period, an albedo of 0.4 is maintained.

This snowmelt model was originally developed for use in the western United States. Although very complete, it is based partly on statistical relationships obtained experimentally from stations in that region. Consequently, the applicability of these relations over a given basin should first be verified.

où M = la fonte quotidienne en millimètres d'équivalent en eau,
 F = la fraction effective du bassin couvert par la forêt,
 K = un facteur de fonte dû à la condensation et à l'advection (variant de 0, 3 à 1, 0 selon qu'il y a forêt ou non),
 K' = un facteur de fonte dû au rayonnement (il dépend de la topographie et est égal à 1, 0 dans le cas d'une plaine),
 N = la nébulosité,
 P = la hauteur de pluie en millimètres,
 T_a = est la température de l'air degrés C.,
 T_d = le point de rosée de l'air en degrés C.,
 R_{si} = le rayonnement solaire incident en mégajoules par mètre carré par jour,
 a = l'albédo de la neige,
 V = la vitesse du vent à 15, 2 mètres en kilomètres/heure.

On recommande de plus d'utiliser un albédo de 0, 8 immédiatement après une chute de neige et d'appliquer une décroissance exponentielle en fonction du nombre de jours depuis la dernière chute de neige de telle sorte que l'albédo soit égal à 0, 45 lorsque celle-ci date de 14 jours. Durant la dernière partie de la période de fonte, on maintient un albedo de 0, 4.

Ce modèle de fonte de la neige a été développé originellement pour les régions de l'ouest des Etats-Unis et, bien que très complet, il est fondé en partie sur des relations statistiques obtenues de façon expérimentale à partir des stations de cette région. En conséquence, les conditions d'application sur un bassin donné devraient être vérifiées au préalable.

Availability of data is the most restrictive of the several factors that must be taken into account when choosing a particular model. Another factor that must be considered is the desired accuracy, as a degree-day model may often be sufficient. It is interesting to refer to a study by Louie and Pugsley (1977), which deals with most of the models discussed in this section. These authors calculated the effect of errors in measurement on each of the variables that enter into a model. Their results can serve as a guide to the choice of the most appropriate model for a particular application.

6.3 Critical Conditions Required for Maximum Probable Runoff During Melt Period

In the preceding section, various models used to establish a relationship between snowmelt and meteorological conditions were described. Once a model has been chosen, the maximum melt can be calculated simply by maximizing each of the meteorological variables in the model, taking into account the physical interrelationships. The maximum runoff can be determined by combining the maximum melt with the probable maximum precipitation, as described in section 5. These considerations now make it possible to envisage the scenario required for a maximum runoff.

The first condition is that the snowfall during the preceding winter must have been heavy enough for the snow cover to have remained on the ground relatively late into the spring. During the few weeks before the peak flooding, temperatures must be slightly above the freezing point to permit the snow cover to ripen. The snowmelt during this period must saturate both the snow cover and the underlying ground with water. The period that follows must be very warm and humid in order to promote maximum

Le choix d'un modèle particulier doit être fait en considérant plusieurs facteurs dont la disponibilité des données est sûrement le plus restrictif. Il faut aussi considérer la précision désirée puisque dans plusieurs cas un modèle de degrés-jours peut être suffisant. Il serait intéressant à cet effet de se référer à l'étude de Louie et Pugsley (1977) dans laquelle sont étudiés la plupart des modèles dont il est question dans cette section. Ces auteurs ont calculé l'effet des erreurs de mesure de chacune des variables qui entrent dans un modèle, et leurs résultats peuvent servir de guide quant au choix d'un modèle.

6.3 Conditions météorologiques critiques pour l'évaluation du ruissellement maximal probable en période de fonte

A la section précédente, différents modèles permettant de relier la fonte aux conditions météorologiques ont été décrits. Le choix d'un modèle ayant été fait, le calcul de la fonte maximale se ramène donc à maximiser chacune des variables météorologiques qui servent au modèle tout en tenant compte des relations physiques qui existent entre celles-ci. Le ruissellement maximal sera le résultat de la juxtaposition de la fonte maximale et de la pluie maximale probable telles que décrite à la section 5. Ces considérations permettent maintenant d'envisager la succession des événements qui produiront un ruissellement maximal.

Il faudra d'abord que les chutes de neige durant l'hiver précédent aient été suffisamment abondantes afin que le manteau nival persiste relativement tard au printemps. Durant les quelques semaines qui précèdent la pointe de la crue, les températures devront être légèrement au-dessus du point de congélation afin de permettre le mûrissement du manteau nival. La fonte durant cette période doit permettre de saturer d'eau le couvert de neige ainsi que le sol sous-jacent. Suiendra une période de temps très doux et humide durant laquelle la fonte sera

melt. Finally, the heaviest possible rain must fall over the entire basin. This sequence of events will produce maximum runoff.

maximale. Enfin, une pluie très forte, en fait la plus forte possible, s'abattra sur tout le bassin. Cette séquence d'événements produira un ruissellement maximal.

References

- Anderson E.A., 1976. A point energy and mass balance model of a snow cover. NOAA Technical Memorandum NWS HYDRO-19, U.S. Department of Commerce, Silver Springs, Md., 150pp.
- ASCE, 1961. Design and construction of sanitary and storm sewers. ASCE manuals and reports on engineering practice - No.37, American Society of Civil Engineering, Chapter 4.
- Austin, G.L., S. Lovejoy and A. Kilambi, 1980. "The comparison of radar and GOES visible and IR imagery for the estimation of rain amounts", Preprints, 19th Conf. Radar Meteorology, p.454-457, Americian Meteorological Society, Boston, Mass.
- Barnes, S.L., 1973. Mesoscale objective map analysis using weighted time-series observations. NOAA Tech.Memo ERL NSSL-62, Norman, Okla., 60 pp.
- Battan, L.J., 1973. Radar observation of the atmosphere. The University of Chicago Press, Chicago, Ill.
- Bisson, J.L., 1979. Modèle de prévision des apports naturels de l'Hydro-Québec. Hydro-Québec, Montréal, Qué.
- Bruce, J.P., 1959. "Storm rainfall transposition and maximization", Proceedings, Hydrology Symposium No. 1, National Research Council of Canada, Ottawa, Ont.
- Bruce, J.P. and U. Sporns, 1963. Critical meteorological conditions for maximum floods in the St. John River Basin. Canadian Met. Memoirs, No. 14, Meteorological Branch, Dept. of Transport, Toronto, Ont.
- Bruce, J.P., T.L. Richards and U. Sporns, 1965. Critical meteorological conditions for maximum inflow, wind set-up and waves, Portage Mountain Reservoir, Peace River, B.C. Climatological Studies No. 2, Atmospheric Environment Service Downsview, Ont., 26 pp.
- Bruce, J.P. and R.H. Clark, 1966. Introduction to hydrometeorology. Pergamon Press, Oxford, Eng.
- Bruce, J.P., 1968. Atlas of rainfall intensity-duration frequency data for Canada. Climatological Studies No. 8, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ont.
- Buckler, S.J. and J.F. Quine, 1970. Critical meteorological conditions for maximum flow in the Pembina Valley above Entwistle. Hydrometeorological Report No. 2, Atmospheric Environment Service, Regina, Sask.
- Chow, V.T., 1964. Handbook of applied hydrology. McGraw-Hill, New York, N.Y.
- Chung, Y.S., K.D. Hage and E.R.Reinelt, 1976. "On lee cyclogenesis and airflow in the Canadian Rocky Mountains and the East Asian Mountains", Monthly Weather Review, Vol. 104, No. 7.

City of Winnipeg, 1978. Report on design storm selection. Waterworks, Waste and disposal Division, Winnipeg, Man.

Crawford, N.H. and Linsley, R.K., 1966. Digital simulation in hydrology, Stanford Model IV. Technical Report No. 39, Department of Civil Engineering, Stanford University, Stanford, Calif.

Cressman, G.P., 1959. "An operational objective analysis system", Monthly weather Review, 87, p. 367-374.

Crozier, C.L., 1975. A C-band meteorological radar system for quantitative measurement and cloud physics research. Canadian Met. Memoirs No. 30, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ont., 111 pp.

Edwards, K.A., 1972. "Estimating areal rainfall by fitting surfaces to irregularly spaced data", Symp. Distribution of Precipitation in Mountainous Areas, Vol. II, No. 326, pp. 146-154, World Meteorological Organization, Geneva.

Fawkes, P.E., 1979. "Probable maximum flood for the Peace River at Site C", Proc., Canadian Hydrology Symposium - 79, National Research Council, Ottawa, Ont.

Fisher, R.A. and L.H.C. Tippett, 1928. "Limiting forms of the frequency distribution of the smallest and largest member of a sample", Proc. Cambridge Phil. Soc., Vol. 24, pp. 180-190.

Flavell, D.R. and R.O. Lyons, 1973. Probable maximum floods for the Fraser River at Hope and Mission. Inland Waters Directorate, Environment Canada, Vancouver, B.C.

Frechet, M., 1927. "Sur la loi de probabilitie de l'ecart maximum (on the probability law of maximum error)". Ann. Soc. Polonaise Math. (Cracow), Vol. 6, pp. 93-116.

Gagnon, R.M., D.M. Pollock and D.M. Sparrow, 1970. Critical meteorological conditions for maximum flows, the St. Francois and Chaudière River Basins, Quebec. Climatological Studies No. 16, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ontario, 85 pp.

Gagnon, R.M., D.M. Pollock and D.M. Sparrow, 1970. Conditions météorologiques critiques et crues exceptionnelles des rivières Chaudière et St-François. MP-29, Service de la Météorologie, ministère des Richesses naturelles du Québec, Qué.

Gandin, L.S., 1963. Objective analysis of meteorological fields. Gidrometeorologicheskoe Izdatel stvo, Leningrad, 1960. Translated from Russian into English, Israel Programme for Scientific Translations, Jerusalem, 1965.

Garstka, W.U., 1964. "Snow and snow survey", Handbook of Applied Hydrology, McGraw-Hill, New York, N.Y.

Gray, D.M., and J.M. Wigham, 1970. Principles of hydrology. National Research Council, Ottawa, Ont.

- Gumbel, E.J., 1954. Statistical theory of extreme values and some practical applications.. National Bureau of Standards, Applied Mathematics Series 33, Washington, D.C.
- Gumbel, E.J., 1958. Statistics of extreme values. Columbia University Press, New York, N.Y.
- Harris, J.D., 1978. Design flood estimation for medium and large watersheds. Bridge Hydraulics Manual, Chapter C, Second edition, Ontario Ministry of Transportation and Communications, Downsview, Ont.
- Hazen, A., 1930. Flood flows, a study in frequency and magnitude. John Wiley and Sons, New York, N.Y.
- Hershfield, D.M., L.L. Weiss and W.T.Wilson, 1955. "Synthesis of rainfall intensity regimes", Proc., ASCE, Vol. 81, Separate No. 744.
- Hershfield, D.M. and W.T. Wilson, 1957. "Generalizing of rainfall intensity-frequency data", International Association Scientific Hydrology, General Assembly, Toronto, Vol. 1, p. 499-506.
- Hershfield, D.M., 1961. "Estimating the probable maximum precipitation", Proc., ASCE, J. Hydraulics Div., Vol. 87, p.99-106.
- Hershfield, D.M., 1965. "Method for estimating probable maximum precipitation", J. American Waterworks Assoc., Vol. S7, p.965-972.
- Hershfield, D.M., 1977. "Some tools for hydrometeorologists", Preprints, 2nd Conf. Hydrometeorology, American Meteorological Society, Boston, Mass.
- Hoang, V.D., 1977. "Méthode permettant la construction d'un hydrogramme de crue pour les petits bassins versants", Compte-rendu du Symposium canadien d'Hydrologie-77, Conseil national de la recherche, Ottawa, Ont.
- Hogg, W.D., 1977. Probable maximum precipitation in the McGregor River Basin. Unpublished report, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ont., 11pp.
- Hogg, W.D., 1980a. Critical meteorological conditions for maximum inflow Stikine River, B.C. above Grand Canyon. Unpublished report, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ont.
- Hogg, W.D., 1980. "Time distribution of short duration storm rainfall in Canada", Proc., Canadian Hydrology Symposium 80(Toronto), National Research Council, Ottawa, Ont.
- Horton, R.E., 1940. "An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity", Proc. Soil Sci. Soc. Am., 5, 399-417.
- Howard, Charles and Associates, 1979. Analysis and use of urban rainfall data in Canada. Environmental Protection Service, Report No. EPS 3-WP- 79-4.

- Huber, W.C. et al., 1977. Interim Documentation. November 1977, Release of EPA SWMM, Draft Report, United States Environmental Protection Agency.
- Huff, F.A., 1967. "Time distribution of rainfall in heavy storms", Water Resources Research, Vol.3, No. 4, pp. 1007-1019.
- Humphrey, J.H. and C.M. Skau, 1974. Variation of snowpack density and structure with environmental conditions. Center for Water Resources Research, Desert Research Institute (Number PB-238-000), University of Nevada System, Reno, Nev. 15 pp.
- Huschke, R.E. (editor), 1959. Glossary of meteorology. American Meteorological Society, Boston, Mass., 638pp.
- Hydrologic Engineering Center, 1975. Hypothetical floods. Hydrologic Engineering Methods for Water Resources Development, Vol. 5, U.S. Army Corps Eng., Davis, Calif.
- Ingraham, D.V. and S.O. Russell, 1979. Estimating precipitation from satellite photographs. Unpublished Paper, Dept. Civil Eng., Univ. of British Columbia, Vancouver, B.C.
- Kaczmarek, Z., 1957. "Efficiency of the estimation of floods with a given return period", IASH, General Assembly, Toronto, Vol. III, 144-159.
- Kirpich, Z.P., 1940. "Time of concentration of small agricultural watersheds", Journal of Civil Engineering, 10, 6, New York, N.Y.
- Leclerc, G. et P. Purene, 1979. "Critère de sélection d'un modèle de simulation du ruissellement urbain", Proc., 2e colloque sur le drainage urbain. AQTE, Montréal, Que.
- Louie, P.Y.T., 1977. Thiessen polygon coefficients by a grid mesh technique. Technical Memorandum No.847, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ont.
- Louie, P.Y.T. and W.D. Hogg, 1980. "Extreme value estimates of snowmelt", Proc. Canadian Hydrology Symposium 80(Toronto), National Research Council, Ottawa, Ont.
- Louie, P.Y.T. and W.I. Pugsley, 1977. "Parameter sensitivity and error variance analysis applied to some snowmelt models". Internal report, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ont.
- McKay, G.A., 1965. Statistical estimates of precipitation extremes for the Prairie Provinces. Canada Dept. Agriculture, Prairie Farm Rehab. Admin., Regina, Sask.
- Maine, R. and D.J. Gauntlett, 1968. "Modification to an operational numerical weather analysis system and application to rainfall", J. Appl. Meteorol., Vol. 7, p. 19-28.
- Mockus, V., 1957. "Use of storm and watershed characteristics in synthetic hydrograph analysis and application", Trans., Amer. Geophys. Union, Southwest region meeting, Sacramento, Calif.

- Monfet, J. 1979. Evaluation du coefficient de ruissellement à l'aide de la méthode SCS modifiée. Ministère des Richesses naturelles, H.P. 51. Québec, Qué.
- Morin, G., 1979. Etude hydrologique de la Grande Rivière de la Baleine et de la petite rivière de la Baleine. Rapport scientifique 99, Université de Québec, INRS-EAU, Québec, Qué.
- Morin, G., J.P. Fortin et W. Sachanska, 1980. Evaluation des crues maximales probables des rivières Nottaway, Broadback et Rupert. Rapport Scientifique 133, Université du Québec INRS-EAU, Québec. Qué.
- Morin, G., J.P. Fortin, J.P. Lardeau et W. Sochanska, 1979. Modèle hydrologique CEQUEAU, Manuel d'utilisation. Université du Québec, INRS-EAU, Québec.
- Mustapha, A.M. and P.M. Ojamaa, 1975. Probable maximum flood - Red Deer River flow regulation proposal. Technical Services Division, Alberta Environment, Edmonton, Alta.
- Neff, E.L., 1977. "How much rain does a rain gage gage?", J. Hydrol., Vol. 35, p. 213-220.
- Nemec, J., 1972. Engineering hydrology. McGraw-Hill, London.
- Obled, Charles, 1973. Modèles mathématiques de la fusion nivale. Etude des risques d'avalanches. Laboratoire de mécanique des fluides, Institut national Polytechnique de Grenoble, Grenoble, France, 47 pp.
- Oliver, V.J. and R.A. Scofield, 1976. "Estimation of rainfall from satellite imagery", Proc., 6th Conf. Weather Forecasting and Analysis, American Meteorological Society, Boston, Mass.
- Ontario Ministry of Transportation and Communications, 1979. Hydrology of small watersheds. MTC Drainage Manual, Chapter B, Downsview, Ont.
- Outcalt, S.I., Goodwin, C., Weller, G., and Brown, J., 1975. A digital computer simulation of the annual snow and soil thermal regimes at Barrow, Alaska. Cold Regions Research and Engineering Laboratory Research Report 331, Hanover, N.H., 18 pp.
- Paulhus, J.L.H. et C.S. Gilman, 1953. "Evaluation of probable maximum precipitation", Trans. Amer. Geophysical Union 34, 5, 701-708.
- Pysklywec, D.W., K.S. Davar, and D.I. Bray, 1968. "Snowmelt at an Index Plot", Water Resour. Res., Vol. 4(5), p.937-946.
- Quick, M.C. and A. Pipes, 1975. "U.B.C.Watershed Model", Proc., WMO/IAHS Symposium on the Application of Mathematical Models in Hydrology and Water Resources Systems, Bratislava, Czechoslovakia.
- Pollock, D.M., 1975. An index to Storm Rainfall in Canada. CLI-1-75, Atmospheric Environment Service., Downsview, Ont. 37 pp.
- Pollock, D.M. and T.F. Gigliotti, 1975. Critical meteorological conditions for maximum flows on the Pine, Beatton and Halfway Rivers in British Columbia with an estimate of associated conditions for the Peace River above the W.A.C. Bennett Dam. Unpublished report, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ont.

Rousseau, Sauvé et Warren, 1976. Prévision des crues de l'Outaouais. Rapport présenté à Environnement-Canada et au ministère des Richesses naturelles du Québec, Ottawa, Ont.

Scofield, R.A., and V.J. Oliver, 1977. A scheme for estimating convective rainfall from satellite imagery. NOAA Tech. Memo., NESS 86, U.S. Dept. of Commerce, 47 pp.

Shaw, E.M. and P.E.O'Connell, 1976. "Design of networks and data transfer for precipitation", Hydrological Network Design and Information Transfer, WMO - No. 433, Op. Hydrol Report No.8, Geneva, pp. 129-150.

Snyder, F.F., 1938. "Synthetic unit-graphs", Trans. Amer. Geophys. Union, Vol. 19, p. 447-454.

Soil Conservation Service, 1969. "Hydrology", Section 4, National Engineering Handbook, U.S. Dept. of Agriculture, Washington, D.C.

Sokolov, A.A., S.E. Rantzez, M. Roche, 1976. Floodflow computation. The Unesco Press, Paris.

Solomon, S.I., J.P. Denouvillez, E.J. Chart, J.A.Wooley and C. Cadou, 1968. "The use of the square grid system for computer estimation of precipitation, temperature and runoff", Water Resources Research, Vol. 4, No. 5, p. 919-929.

Sverdrup, H.U., 1936. "The eddy conductivity of the air over a smooth snow field", Geofysiske Publikasjoner, Vol. XI, No.7, Oslo, Norway, p. 5-69.

Tennessee Valley Authority, 1973. Storm hydrographs using a double-triangle model. Knoxville, Tenn.

Trivett, N.B.A., 1977. "The application of grid square analysis to daily precipitation in a real-time flood forecast environment", Presented at 2nd Conf. Hydrometeorology, American Meteorological Society, Toronto, Ont.

U.S. Army Corps of Engineers, 1956. Snow hydrology. North Pacific Division, Corps of Engineers, Portland, Ore.

U.S. Army Corps of Engineers, 1960. Runoff from snowmelt. Engineering and design manuals, U.S. Army, EM1110-1-1406, Portland, Ore.

U.S. Army Corps of Engineers, 1972. Program description and user manual for SSARR streamflow synthesis and reservoir regulation. North Pacific Division, Corps of Engineers, Portland, Ore.

U.S. Weather Bureau, 1960. Maximum persisting 12-hour 1000 millibar dew points. Hydrometeorology Section, U.S. Weather Bureau, Washington, D.C.

Weiss, L.L., 1955. "A nomogram based on the theory of extreme values for determining values for various return periods", Monthly Weather Review, p. 69-71.

WMO, 1967. Use of ground based radar in meteorology. WMO No. 193, TP. 9 9, Tech. Note 78, World Meteorological Organization, Geneva.

WMO, 1969a. Manual for depth-area duration analysis of storm precipitation. WMO No. 237, TP. 129, World Meteorological Organisation, Geneva.

WMO, 1969. Estimation of maximum floods. Tech. Note No. 98, WMO No. 233, TP. 126, World Meteorological Organization, Geneva.

WMO, 1973. Manual for estimation of probable maximum precipitation. Operational Hydrol. Report No. 1, WMO No. 332, World Meteorological Organization, Geneva.

WMO, 1974. Guide to hydrological practices. WMO No. 168, World Meteorological Organization, Geneva.

WMO, 1975. Intercomparison of conceptual models used in operational hydrological forecasting. No. 429, World Meteorological Organization, Geneva.

WMO, 1975. Manual for estimation of flood flows. WMO No. 169, World Meteorological Organization, Geneva.

Oliver, V.J. and R.A. Scofield, 1976. "Estimation of rainfall from satellite imagery." In: *Proceedings of the First International Conference on Hydrology and Meteorology*, Boston, Mass., p. 213-220.

Oliver, V.J. and R.A. Scofield, 1976. "Estimation of rainfall from satellite imagery." In: *Proceedings of the First International Conference on Hydrology and Meteorology*, Boston, Mass., p. 213-220.

Oliver, V.J. and R.A. Scofield, 1976. "Estimation of rainfall from satellite imagery." In: *Proceedings of the First International Conference on Hydrology and Meteorology*, Boston, Mass., p. 213-220.

Oliver, V.J. and R.A. Scofield, 1976. "Estimation of rainfall from satellite imagery." In: *Proceedings of the First International Conference on Hydrology and Meteorology*, Boston, Mass., p. 213-220.

Oliver, V.J. and R.A. Scofield, 1976. "Estimation of rainfall from satellite imagery." In: *Proceedings of the First International Conference on Hydrology and Meteorology*, Boston, Mass., p. 213-220.

Oliver, V.J. and R.A. Scofield, 1976. "Estimation of rainfall from satellite imagery." In: *Proceedings of the First International Conference on Hydrology and Meteorology*, Boston, Mass., p. 213-220.

Oliver, V.J. and R.A. Scofield, 1976. "Estimation of rainfall from satellite imagery." In: *Proceedings of the First International Conference on Hydrology and Meteorology*, Boston, Mass., p. 213-220.

Oliver, V.J. and R.A. Scofield, 1976. "Estimation of rainfall from satellite imagery." In: *Proceedings of the First International Conference on Hydrology and Meteorology*, Boston, Mass., p. 213-220.

Oliver, V.J. and R.A. Scofield, 1976. "Estimation of rainfall from satellite imagery." In: *Proceedings of the First International Conference on Hydrology and Meteorology*, Boston, Mass., p. 213-220.

Oliver, V.J. and R.A. Scofield, 1976. "Estimation of rainfall from satellite imagery." In: *Proceedings of the First International Conference on Hydrology and Meteorology*, Boston, Mass., p. 213-220.

Oliver, V.J. and R.A. Scofield, 1976. "Estimation of rainfall from satellite imagery." In: *Proceedings of the First International Conference on Hydrology and Meteorology*, Boston, Mass., p. 213-220.

Oliver, V.J. and R.A. Scofield, 1976. "Estimation of rainfall from satellite imagery." In: *Proceedings of the First International Conference on Hydrology and Meteorology*, Boston, Mass., p. 213-220.

APPENDIX

How to Get Climate Information

For information about publications, climatic data, services and on climate-related activities of national scope, please contact:

Canadian Climate Centre
Atmospheric Environment Service
4905 Dufferin Street
Downsview, Ontario
M3H 5T4

Climatological Services Division
Phone: 416.667-4613 or 667-4614

Hydrometeorology Division
Phone: 416.667-4619

Information about regional climatic programs and services is available from these regional offices of AES:

Pacific Region *604.732-4875
Suite 700, 1200 West 73rd Avenue
Vancouver, B.C. V6P 6H9

Western Region *403.437-1250
Argyll Centre
6325 - 103 Street
Edmonton, Alberta T6H 5H6

Central Region *204.949-2082
Room 1000, 266 Graham Avenue
Winnipeg, Manitoba R3C 3V4

Ontario Region *416.676-3024
25 St. Clair Avenue, East
Toronto, Ontario M4T 1M2

Quebec Region *514.333-3348
100 Alex Nihon Blvd., 3rd Floor
Ville St. Laurent, P.Q. H4M 2N8

ANNEXE

Comment obtenir des renseignements climatologiques

Pour obtenir des renseignements sur les publications, les données climatologiques, les services et les activités climatologiques à l'échelle nationale, veuillez communiquer avec le: .

Centre climatologique canadien
Service de l'environnement atmosphérique
4905, rue Dufferin
Downsview (Ontario)
M3H 5T4

Division des services climatologiques
Tél: 416.667-4613 ou 667-4614

Division d' hydrométéorologie
Tél: 416.667-4619

On peut se renseigner sur les programmes et services climatologiques régionaux auprès des bureaux régionaux du Service de l'environnement atmosphérique (voir ci-dessous):

Région du Pacifique *604.732-487
Suite 700, 1200 ouest, 73rd avenue
Vancouver (C.B.) V6P 6H9

Région de l'Ouest *403.437-1250
Centre Argyll
6325, 103^e rue
Edmonton (Alberta) T6H 5H6

Région du Centre *204.949-2082
266 avenue Graham, Local 1000
Winnipeg (Manitoba) R3C 3V4

Région de l'Ontario *416.676-3024
25 est, avenue St. Clair
Toronto (Ontario) M4T 1M2

Région de Québec *514.333-3348
100 boul. Alex-Nihon 3^e étage
Ville Saint-Laurent (Québec) H4M 2N8

Atlantic Region *902.835-9526
1496 Bedford Highway
Bedford, Nova Scotia B4A 1E5

and in Québec,

Service de la Météorologie

*418.643-4588

Ministère de l'Environnement du
Québec

194 Saint Sacrement,
Quebec, P.Q. E1N 4S5

Région de l'Atlantique *902.835-9526
1496 autoroute Bedford
Bedford (Nouvelle-Ecosse) B4A 1E5

et au Québec,

Service de la Météorologie *418.643-4588
Ministère de l'Environnement du Québec

194 Saint Sacrement,
Québec, P.Q. E1N 4S5

Forecasting. No. 418.643-4588

Canadian Climate Service Division

1496 Bedford Highway

Bedford, Nova Scotia B4A 1E5

Telephone: 902.835-9526

Fax: 902.835-9526

E-mail: ccsd@ns.ec.gc.ca

Telex: 090-200-000

Telex: 090-200-000