

## TABLE DES MATIÈRES

	Page
INTRODUCTION .....	1
CHAPITRE 1 REVUE DE LITTÉRATURE .....	3
1.1 L'hydroclimatologie .....	3
1.2 Le cycle hydrologique en équations .....	6
1.2.1 Bilan hydrique terrestre .....	6
1.2.2 Bilan hydrique atmosphérique .....	7
1.2.2.1 La vapeur d'eau et son transport .....	7
1.2.2.2 La convergence horizontale du flux de vapeur d'eau : la fermeture du bilan atmosphérique .....	9
1.2.3 Équations du cycle hydrologique complet .....	13
1.3 Les premières investigations .....	14
1.4 L'échelle régionale et la variabilité .....	16
1.5 Utilisation du bilan hydrologique complet .....	19
1.6 Les modèles de climat : de l'échelle régionale vers l'échelle locale .....	21
1.7 Problématique de recherche .....	23
1.8 Objectifs de recherche .....	23
CHAPITRE 2 CADRE EXPÉRIMENTAL .....	25
2.1 Les données .....	25
2.2 Les bassins versants .....	27
2.3 Analyse du bilan hydrique .....	30
2.3.1 Équations du bilan hydrique .....	30
2.3.2 Échelles temporelles .....	32
CHAPITRE 3 RÉSULTATS .....	35
3.1 Climatologie .....	35
3.1.1 Moyennes climatiques .....	35
3.1.1.1 Précipitations et évaporation .....	37
3.1.1.2 Variation des réservoirs terrestres et ruissellement .....	37
3.1.1.3 Variation du réservoir atmosphérique et convergence .....	38
3.1.1.4 Erreur dans le bilan hydrique .....	38
3.1.2 Cycle hydrologique annuel moyen .....	40
3.1.2.1 Précipitations et évaporation .....	42
3.1.2.2 Variation des réservoirs terrestres .....	42
3.1.2.3 Ruissellement .....	43
3.1.2.4 Variation du réservoir atmosphérique .....	44
3.1.2.5 Convergence du flux de vapeur d'eau .....	44
3.1.2.6 Anomalie du ruissellement printanier .....	45
3.1.2.7 Cycle annuel moyen du terme d'erreur .....	50

3.2	Évolution temporelle .....	52
3.2.1	Échelle annuelle .....	52
3.2.2	Échelle mensuelle .....	59
3.2.3	Échelle journalière .....	65
CHAPITRE 4 ANALYSE ET DISCUSSION .....		69
4.1	Non-fermeture du bilan hydrique à l'échelle climatique .....	69
4.2	Origine de l'erreur à l'échelle climatique .....	74
4.2.1	Calcul de la convergence du flux de vapeur d'eau .....	74
4.2.2	Correction du bilan hydrique dans le MRCC .....	76
4.3	Bilan hydrique et échelles temporelles .....	78
4.3.1	Échelle annuelle .....	79
4.3.2	Échelle mensuelle .....	80
4.3.3	Échelle journalière .....	81
CONCLUSION .....		87
ANNEXE I ANALYSE DE L'ERREUR DE FERMETURE À L'ÉCHELLE CLIMATIQUE .....		93
LISTE DE RÉFÉRENCES .....		97

## LISTE DES TABLEAUX

	Page
Tableau 2.1	Liste des 21 bassins versants ..... 28
Tableau 3.1	Moyennes climatiques des composantes du bilan hydrique terrestre ..... 38
Tableau 3.2	Moyennes climatiques des composantes du bilan hydrique atmosphérique ..... 39
Tableau 3.3	Comparaison des moyennes climatiques des composantes des branches terrestre et atmosphérique du bilan hydrique ..... 39
Tableau 3.4	Coefficient de corrélation entre les moyennes annuelles des composantes du bilan hydrique pour le bassin aux Feuilles ..... 56
Tableau 3.5	Coefficient de corrélation entre les moyennes annuelles des composantes du bilan hydrique pour le bassin Manicouagan ..... 56
Tableau 3.6	Coefficient de corrélation entre les moyennes annuelles des composantes du bilan hydrique pour le bassin des Outaouais ..... 56
Tableau 3.7	Coefficient de corrélation entre les moyennes mensuelles des composantes du bilan hydrique pour le bassin aux Feuilles ..... 61
Tableau 3.8	Coefficient de corrélation entre les moyennes mensuelles des composantes du bilan hydrique pour le bassin Manicouagan ..... 61
Tableau 3.9	Coefficient de corrélation entre les moyennes mensuelles des composantes du bilan hydrique pour le bassin des Outaouais ..... 61
Tableau 4.1	Moyennes climatiques (1961-2000) des composantes du bilan hydrique (mm/j) ainsi que la superficie (km <sup>2</sup> ) de chacun des 21 bassins du Québec étudiés ..... 71
Tableau 4.2	Moyennes long-termes (mm/j) pour quatre bassins versants présentés par Seneviratne <i>et al.</i> 2004 (S04) et Music et Caya 2009 (M09) ..... 73



## LISTE DES FIGURES

		Page
Figure 1.1	Cycle hydrologique .....	5
Figure 1.2	Schéma du bilan hydrologique sur une colonne terrestre .....	7
Figure 1.3	Les flux entrant et sortant d'une colonne atmosphérique .....	10
Figure 1.4	Schéma du bilan hydrologique sur une colonne atmosphérique .....	13
Figure 1.5	Schéma du bilan hydrologique sur une colonne terre-atmosphère .....	14
Figure 2.1	Cartes des 21 bassins versants du Québec divisés en trois régions hydrologiques .....	29
Figure 3.1	Distribution spatiale des moyennes climatiques des composantes du bilan hydrique pour les 21 bassins versants du Québec .....	36
Figure 3.2	Erreur relative en fonction de la convergence du flux de vapeur d'eau à l'échelle climatique .....	40
Figure 3.3	Cycle annuel moyen (1961-2000) des variables du bilan hydrique de octobre à septembre .....	41
Figure 3.4	Moyennes journalières du bilan terrestre pour le bassin du réservoir Manicouagan 1996-1997 .....	46
Figure 3.5	Contenu en eau des trois couches de sol mai 1996-1997, Réservoir Manicouagan. ....	48
Figure 3.6	Cycle annuel moyen des erreurs totale, atmosphérique et terrestre .....	51
Figure 3.7	Cycle annuel de l'erreur relative .....	52
Figure 3.8	Moyennes annuelles des variables du bilan hydrique 1961-2000 .....	54
Figure 3.9	Moyennes annuelles des variables secondaires de l'équation du bilan hydrique 1961-2000 .....	55
Figure 3.10	Erreur relative du bilan hydrique à l'échelle annuelle 1961-2000 .....	58
Figure 3.11	Moyennes mensuelles des composantes du bilan hydrique 1997 .....	60
Figure 3.12	Moyennes mensuelles des composantes du terme d'erreur dans le bilan hydrique 1996-2000 .....	63

Figure 3.13	Cycle annuel de l'erreur en valeur absolue .....	65
Figure 3.14	Moyennes journalières des composantes du bilan hydrique pour l'année hydrologique 1996 .....	66
Figure 3.15	Moyennes de l'erreur dans le bilan hydrique en fonction de l'étendue des moyennes mobiles 1961-2000 .....	68
Figure 4.1	Erreur de fermeture du bilan hydrique à l'échelle climatique en fonction de la superficie du bassin pour les 21 bassins du Québec étudiés .....	72
Figure 4.2	Grille de type Arakawa C.....	75
Figure 4.3	Erreur relative à l'échelle mensuelle cycle annuel moyen 1961-2000 .....	81
Figure 4.4	Représentation du schéma numérique et d'enregistrement du MRCC .....	84

## LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

ECMWF	European Center for the Medium-Range Weather Forecasts
MCGC	Modèle Circulation Général Canadien
MRCC	Modèle Régional Canadien de Climat
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NCAR	National Center for Atmospheric Research

Rapport-Gratuit.com



## LISTE DES SYMBOLES ET UNITÉS DE MESURE

$E$	Taux d'évaporation
$C$	Convergence horizontale du flux de vapeur d'eau
$\nabla_H$	Divergence horizontale
$\epsilon$	Erreur dans le bilan hydrique complet
$\epsilon_a$	Erreur de la branche atmosphérique du bilan hydrique
$\epsilon_t$	Erreur de la branche terrestre du bilan hydrique
$M$	Équivalent en eau du couvert de neige
$P$	Taux de précipitation
$R$	Ruissellement total
$S$	Contenu en eau du réservoir sol
$W$	Eau précipitable



## INTRODUCTION

La planification de la ressource en eau est l'un des enjeux majeurs du XXI<sup>e</sup> siècle. Sa disponibilité et son accessibilité sont vitales pour l'ensemble de la planète. Sans compter que la population croissante augmente sans cesse la pression sur cette ressource. En plus des interventions humaines, les événements météorologiques influencent la ressource en eau. Les changements climatiques interviennent et amplifient certains épisodes extrêmes tels que les épisodes d'inondation ou d'étiage. Au Québec et ailleurs, les besoins en gestion des barrages, contrôle des crues ainsi qu'en prévision des étiages ont favorisé le développement de modèles hydrologiques permettant la prévision du débit en rivière. Ces modèles très diversifiés, à base physique ou conceptuels, déterministes ou stochastiques, distribués ou globaux utilisent dans leurs versions les plus simples les précipitations et la température comme intrants. C'est donc dire que le débit en rivière peut être estimé à partir des prévisions de précipitation et de température généralement sur de courts horizons temporels. Or les mesures de précipitations ainsi que leur prévision demeurent encore à ce jour affublées d'une grande incertitude (Lawford *et al.*, 2004).

Le cycle hydrologique comporte deux grands réservoirs, l'un atmosphérique et l'autre terrestre, liés entre eux par différents flux qui font en sorte que l'eau y circule sur une boucle fermée. L'hydrologie s'est longtemps intéressée uniquement à la branche terrestre du cycle, se limitant ainsi aux précipitations et à l'évaporation comme dictant les apports en eau au réservoir sol, au couvert de neige ainsi qu'au ruissellement. Pourtant les précipitations et l'évaporation sont conditionnés par le contenu en vapeur d'eau du réservoir atmosphérique. Et ce contenu en eau n'est pas seulement tributaire de l'évaporation locale.

La vapeur d'eau est inégalement distribuée sur l'ensemble de la planète. Il y a transport de vapeur d'eau, nommé flux de vapeur d'eau, des régions où l'évaporation est forte vers des régions où l'évaporation est plus faible. Il existe donc des régions desquelles la vapeur d'eau diverge (forte évaporation par rapport à la précipitation) pour alimenter des régions où la vapeur d'eau converge (faible évaporation par rapport à la précipitation). La mesure de ce phénomène se traduit par la convergence du flux de vapeur d'eau pour une région donnée.

Pour un bassin versant, la convergence horizontale du flux de vapeur d'eau constitue l'apport net en eau provenant de l'extérieur du bassin versant via le transport atmosphérique de vapeur d'eau. Sur de longues périodes de temps, la convergence horizontale du flux de vapeur d'eau (flux entrant) au dessus d'un bassin versant devrait être équivalente au ruissellement (flux sortant) s'écoulant hors de cette même région. L'objectif de ce projet est d'évaluer le potentiel de la convergence du flux de vapeur d'eau comme variable hydrologique de surface.

La méthode proposée repose sur l'utilisation d'un modèle régional de climat comme terrain d'expérimentation. Basé sur les lois fondamentales de la physique, il permet de modéliser plusieurs processus complexes du cycle hydrologique en plus de calculer plusieurs composantes du cycle difficiles à mesurer dans le monde réel. Cet outil développé par les climatologues, permet de simuler le climat à de fines échelles spatiales de l'ordre du bassin versant. Souvent utilisé pour étudier les moyennes climatiques, moyennes d'au minimum 30 ans, le modèle sera plutôt utilisé ici à différentes échelles temporelles, annuelle, mensuelle et journalière liées à l'hydrologie. Un modèle régional de climat bien que physiquement cohérent n'en demeure pas moins qu'une représentation grossière de la réalité. Les comportements hydrologiques simulés peuvent être parfois différents de ceux rencontrés dans le monde réel.

Le premier chapitre de ce mémoire s'attardera au cycle de l'eau et plus particulièrement à la convergence du flux de vapeur d'eau. S'en suivra une revue de littérature scientifique faisant état des connaissances. Le second chapitre portera sur le cadre expérimental dont la description du MRCC. Le chapitre 3 portant sur les résultats fera la description du cycle hydrologique pour les bassins versants du Québec étudiés et des erreurs qui lui sont liées. Finalement, une analyse de ces résultats sera présentée au chapitre 4 suivie d'une conclusion.

# CHAPITRE 1

## REVUE DE LITTÉRATURE

### 1.1 L'hydroclimatologie

L'hydrologie dite classique s'intéresse principalement à la branche terrestre du cycle hydrologique. Pourtant le cycle hydrologique est bien plus vaste. Le manque de données décrivant les mouvements atmosphériques de la vapeur d'eau entraîne une vision éronnée de l'importance de l'atmosphère dans le cycle hydrologique jusque dans les années 1930-1940 (Benton *et al.*, 1950). Convaincus du rôle clé de l'atmosphère dans la circulation de la vapeur d'eau, Benton *et al.* (1950) s'attaquent à l'idée de la faible mobilité de l'atmosphère. Ils proposent une nouvelle méthodologie basée sur le bilan de masse de l'eau faisant intervenir le transport de vapeur d'eau par l'atmosphère. À partir des données rendues disponibles par la multiplication des stations météorologiques, ils en viennent à la conclusion qu'une majeure partie de la vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère continentale provient non pas de l'évaporation continentale mais bien de l'évaporation océanique. L'amélioration du système d'observation des stations météorologiques permet à une nouvelle génération de chercheurs d'évaluer l'importance du transport de vapeur d'eau par l'atmosphère au tournant des années 1950 et 1960 (parmi eux Benton *et al.* 1950, Benton et Estoque 1954, Rasmusson 1967, Rasmusson 1968 et Peixoto 1970).

Sous l'influence de l'énergie solaire, l'eau s'évapore de l'océan ou de la surface des continents vers l'atmosphère. L'évaporation océanique bénéficie d'une source inépuisable de vapeur d'eau tandis que l'évaporation continentale dépend de la présence de réservoirs de surface et de l'humidité du sol. S'ajoute à cela la transpiration stomatale des végétaux. La somme de l'évaporation et de la transpiration est renommée évapotranspiration. Le refroidissement d'une masse d'air montant en altitude permet d'amener cette masse à pression saturante de vapeur d'eau entraînant la formation de nuages par condensation. Une fois condensée, l'eau retourne à la surface sous différentes formes de précipitation. Avant de condenser ou de précipiter, la vapeur d'eau peut aussi être transportée via la circulation atmosphérique. En milieu continental, l'eau pourra ensuite ruisseller directement sur la surface ou s'infiltrer dans le sol. Une partie de

l'eau tombée sous forme de précipitation pourrait transiter sur le couvert végétal de la canopée avant d'atteindre le sol. Lorsqu'infiltrée, l'eau peut être utilisée par la végétation, alimenter les réserves souterraines ou bien ruisseller vers les cours d'eau via les écoulements souterrains. Lorsque les précipitations sont solides, elles peuvent aussi s'accumuler à la surface dans le manteau neigeux ou les glaciers.

Les efforts les plus récents afin de combiner et synthétiser les diverses études locales et globales portant sur le cycle de l'eau mondial montrent des réservoirs et des flux de toute taille. La figure 1.1, adaptée de Trenberth *et al.* (2006), présente les quantités d'eau emmagasinées dans chacun des réservoirs ainsi que celles transportées par chacun des flux. De façon générale, l'évaporation (E) est supérieure aux précipitations (P) en milieu océanique tandis que l'inverse est observé en milieu continental. Bien qu'elle constitue le réservoir au plus faible contenu en eau, l'atmosphère transporte une quantité d'eau nette équivalente au déficit entre la précipitation et l'évaporation continentale. Ces constats mettent en lumière le rôle fondamental de l'atmosphère dans le maintien du cycle hydrologique soit celui de transporter l'eau des régions océaniques en excédant d'eau ( $E > P$ ) vers les régions continentales en déficit ( $E < P$ ) (Peixoto et Oort, 1992). Le cycle est bouclé par le ruissellement des régions continentales vers l'océan dont la valeur est équivalente au transport de vapeur d'eau de l'atmosphère vers ces mêmes continents.

La description à grande échelle du cycle ne reflète évidemment pas la complexité des échelles plus fines. L'importance de chacune des composantes du cycle hydrologique varie en fonction de l'échelle spatiale, de l'échelle temporelle considérées, mais aussi de la localisation géographique de la région prise en compte. Comme l'avaient pressenti certains hydrologues, l'évaporation locale n'est bien souvent pas équivalente à la précipitation. La précipitation sur un bassin versant peut donc provenir de l'évaporation locale ou l'eau transportée par l'atmosphère au dessus de cette région (Trenberth et Guillemot, 1998). Lorsque l'eau évaporée au dessus d'une région est précipitée au dessus de cette même région, le processus est nommé recyclage atmosphérique (*recycling* Trenberth (1999)).

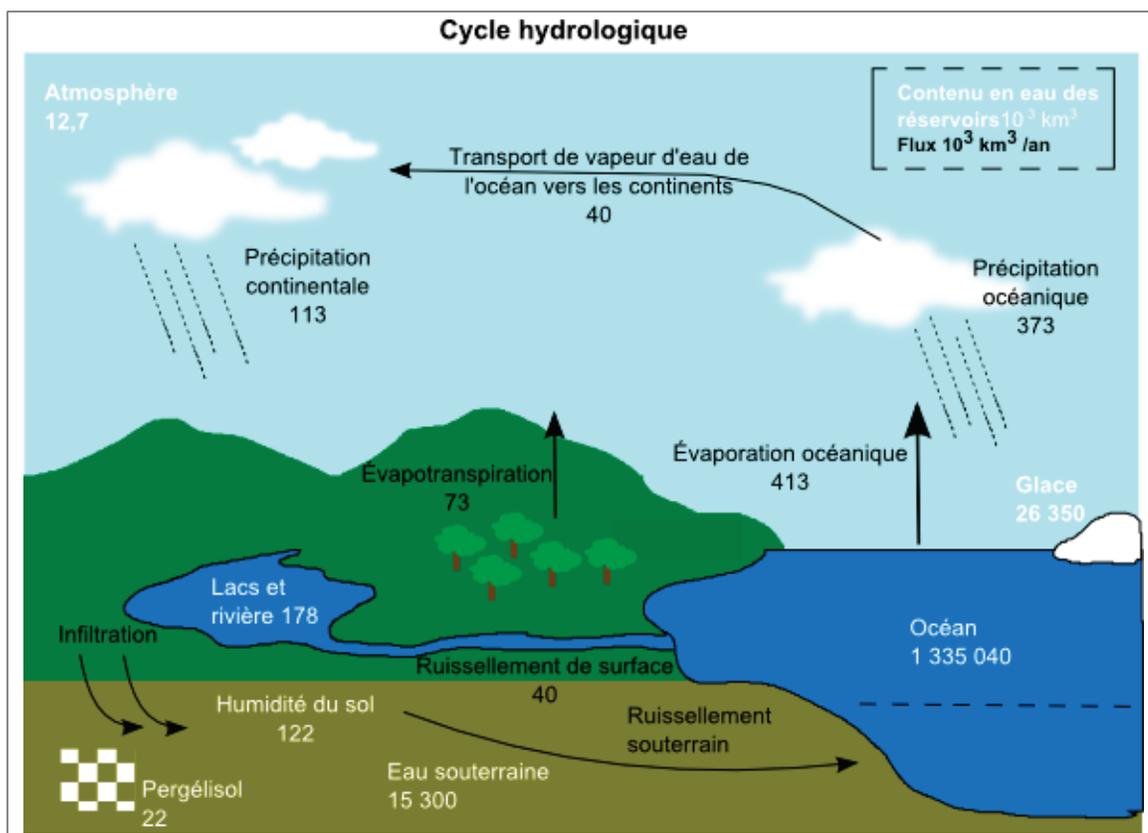


Figure 1.1 Cycle hydrologique  
Adaptée de Trenberth *et al.* (2006, p.759)

Le cycle hydrologique, ici décrit dans son ensemble, demeure communément décomposé en deux branches principales : la branche terrestre et la branche atmosphérique. La première branche, liée à l'hydrologie classique, considère seulement les précipitations, l'évaporation, le stockage dans les différents réservoirs (entre autre les eaux souterraines et le couvert de neige) et le ruissellement. La seconde branche traitant du transport atmosphérique de la vapeur d'eau est davantage liée à la météorologie et à la climatologie. Les deux branches se rejoignent physiquement à la surface terre-atmosphère par les précipitations et l'évaporation. L'étude des deux branches comme un tout prend l'appellation d'hydroclimatologie ou d'hydrométéorologie selon l'échelle temporelle étudiée. La météorologie s'intéresse à l'état de l'atmosphère (entre autres par la température, l'humidité et la précipitation) pour des périodes de temps de quelques heures à quelques jours en vue de le décrire et le prédire pour de courts horizons. La

climatologie réfère à l'étude statistique de ces mêmes variables pour une période d'au moins trente ans. Le préfixe hydro indique l'intérêt particulier porté au cycle hydrologique.

## 1.2 Le cycle hydrologique en équations

Le cycle hydrologique se traduit en équations via la formulation du bilan de la masse d'eau physiquement conservée. Ces équations prennent le nom de bilan hydrique. Cette section présente dans un premier temps le bilan hydrique terrestre lié, comme son nom l'indique, à la branche terrestre du cycle hydrologique. Sont ensuite présentés la théorie et les concepts menant à l'écriture du bilan hydrique atmosphérique. La convergence du flux de vapeur d'eau y sera alors introduite. Finalement, les équations de l'une et l'autre des branches seront mises en commun afin de décrire le bilan hydrique global. Le développement s'inspire des travaux rassemblés par Peixoto et Oort (1992).

### 1.2.1 Bilan hydrique terrestre

L'équation du bilan hydrique terrestre constitue l'équation dite classique en hydrologie. Pour une région donnée, l'apport net en eau provenant de l'atmosphère est égale à la différence entre la précipitation (P) et l'évaporation (E). Cette eau peut ensuite soit participer à la recharge des réservoirs terrestres, le contenu en eau du sol ou le couvert de neige, soit ruisseller en surface ou en écoulement souterrain. La variation du contenu en eau du réservoir sol (S) et du couvert de neige (M) doit être égale à l'apport net en eau (P-E) moins l'eau consacrée au ruissellement (R). L'ensemble du bilan terrestre schématisé à la figure 1.2 se traduit par l'équation suivante :

$$\frac{\partial(M + S)}{\partial t} = P - E - R \quad (1.1)$$

où  $\frac{\partial Q}{\partial t}$  représente la variation dans le temps appliquée sur les réservoirs. Les contenus en eau des réservoirs sol (S) et couvert de neige (M) ont comme unité  $[\frac{kg}{m^2}] \approx [mm]$ . Les autres termes étant des flux, leurs unités sont des  $[\frac{kg}{m^2s}]$ . À de fines échelles spatiales et temporelles, l'eau

sur la canopée ainsi que l'eau résidant dans les dépressions de surface devraient aussi être considérées.

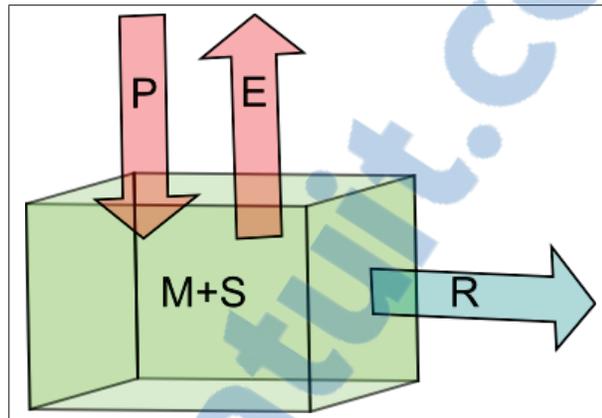


Figure 1.2 Schéma du bilan hydrologique sur une colonne terrestre

## 1.2.2 Bilan hydrique atmosphérique

### 1.2.2.1 La vapeur d'eau et son transport

La vapeur d'eau n'est pas uniformément distribuée sur l'ensemble de la planète (Peixoto et Oort, 1992). Il est théoriquement possible d'évaluer la quantité d'eau contenue dans chacune des parcelles composant l'atmosphère (bien qu'il s'agisse surtout d'un exercice de l'esprit). La parcelle d'atmosphère est une unité abstraite divisant l'atmosphère. Elle est définie telle que sa taille soit suffisamment petite pour que les propriétés puissent y être approximées uniformes (elle est donc de taille négligeable par rapport à l'échelle de variabilité de son environnement) mais suffisamment grande pour que les propriétés thermodynamiques y soient définies. Le contenu en vapeur d'eau d'une parcelle peut être évalué par l'humidité spécifique, ( $q$ ), définie comme la masse d'eau sous forme de vapeur par rapport à la masse totale de la parcelle d'atmosphère.  $(q) = m_{eau}/m_{atmo} [kg/kg]$  où  $m_{atmo} = m_{air} + m_{eau}$ .

La somme de toutes les parcelles d'atmosphère prises l'une sur l'autre, de la surface (pression de surface) au sommet de l'atmosphère (où la pression et densité y sont négligeables), forme

une colonne d'atmosphère. Cette somme constitue l'intégrale verticale (de la surface à la limite de l'atmosphère) d'une variable. Dans une colonne, la vapeur d'eau peut être mesurée par son équivalent en eau liquide soit l'eau recueillie si toute la vapeur d'eau de chacune des parcelles était condensée. L'intégrale verticale de l'humidité spécifique nous permet d'obtenir cette quantité que l'on nomme l'eau précipitable (Éq.1.2) :

$$W = \frac{1}{g} \int_{p_T}^{p_S} q dp \quad (1.2)$$

avec  $W$  l'eau précipitable en  $\left[\frac{kg}{m^2}\right]$ ,  $g$  l'accélération gravitationnelle,  $q$  l'humidité spécifique,  $p_S$  la pression de surface et  $p_T$  la pression au sommet à la limite du modèle. La pression est utilisée comme coordonnée verticale plutôt que l'altitude  $z$  en effectuant une transformation de coordonnées à partir de l'équilibre hydrostatistique  $\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$ .

Le transport de vapeur d'eau s'effectue principalement par les mouvements dynamiques de l'atmosphère. Le flux horizontal de vapeur d'eau ( $\mathbf{F}_q$ ) se définit mathématiquement comme le produit de l'humidité spécifique  $q$  et du vecteur du vent horizontal  $\mathbf{V} = u\mathbf{i} + v\mathbf{j}$ .

$$\mathbf{F}_q = q\mathbf{V} \quad (1.3)$$

À noter que le flux de vapeur d'eau possède une grandeur ainsi qu'une direction, ce qui en fait une quantité vectorielle dont les unités sont les  $\left[\frac{kg}{m \cdot s}\right]$ . L'intégrale des flux à chacune des niveaux de pression de la colonne atmosphérique permet de considérer l'ensemble des flux sur la colonne :

$$\mathbf{Q} = \frac{1}{g} \int_{p_T}^{p_S} q\mathbf{V} dp \quad (1.4)$$

où  $\mathbf{Q}$  l'intégrale des flux sur une colonne atmosphérique en  $\left[\frac{kg}{m \cdot s}\right]$ .

### 1.2.2.2 La convergence horizontale du flux de vapeur d'eau : la fermeture du bilan atmosphérique

Bien que les flux atmosphériques de vapeur d'eau décrivent le transport de vapeur d'eau à travers les régions du globe, ils ne permettent pas d'évaluer si l'eau ne fait que passer à travers le réservoir atmosphérique d'une région ou bien si elle y converge (ou diverge). La convergence (divergence) du flux de vapeur d'eau permet d'évaluer cet apport (perte) en eau. L'intérêt ne réside donc pas dans le transport de vapeur d'eau mais dans la variation du flux de vapeur d'eau pour une région donnée.

La divergence ( $\nabla_H = (\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y})$ ) est un opérateur mathématique dont le sens physique est lié à la conservation de la masse. Appliqué au flux de vapeur d'eau, l'opérateur de divergence horizontal permet d'en mesurer sa variation, par la dérivée, en x et en y. Pour un flux sortant supérieur au flux entrant, la dérivée est positive. Il y a donc divergence de vapeur d'eau : la région fournit l'ensemble du système en vapeur d'eau. À l'inverse, pour un flux sortant inférieur au flux entrant, la dérivée est négative et la vapeur d'eau converge vers cette région. La convergence horizontale du flux de vapeur d'eau (l'inverse de la divergence) quantifie donc l'apport en vapeur d'eau pour une région donnée.

En supposant une colonne imperméable en ses limites supérieure et inférieure, la convergence du flux de vapeur d'eau doit être égale à la variation de la vapeur d'eau dans cette colonne.

La convergence horizontale du flux de vapeur d'eau d'une colonne atmosphérique s'obtient en appliquant l'opérateur de divergence  $\nabla_H = (\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y})$  au flux de vapeur. La sommation de la convergence du flux de vapeur d'eau sur tous les niveaux de pression permet ensuite d'obtenir la convergence du flux de vapeur d'eau intégrée sur l'entièreté de la colonne.

$$C = -\nabla \cdot \mathbf{Q} = \nabla \cdot \frac{1}{g} \int_0^{p_0} q \mathbf{V} dp \quad (1.5)$$

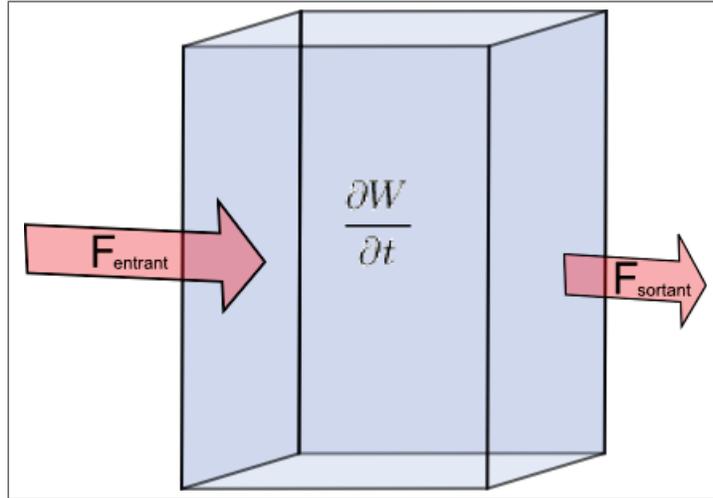


Figure 1.3 Les flux entrant et sortant d'une colonne atmosphérique

Ce dernier concept permet maintenant de développer l'équation du bilan hydrique atmosphérique. Le développement qui suit est inspiré des équations décrites par Peixoto et Oort (1992) et Banacos et Schultz (2005).

Soit une parcelle d'atmosphère, dont le contenu en vapeur d'eau ( $q$ ) varie dans le temps. De par l'équation de continuité, la variation du contenu en vapeur d'eau doit être égale aux apports moins les pertes suivant la parcelle en mouvement. L'apport en vapeur d'eau se fait typiquement par évaporation ( $E$ ) tandis que les pertes sont faites par condensation. Il est possible d'approximer que l'eau condensée est entièrement précipitée ( $P$ ) de sorte que

$$\frac{dq}{dt} = E - P \quad (1.6)$$

La dérivée totale  $\frac{d}{dt}$  peut être réécrite par une dérivée en chaîne afin de prendre en compte les dérivées partielles spatiales et temporelle. On passe ainsi d'un référentiel lagrangien à un référentiel eulérien en fonction des coordonnées horizontales  $x$  et  $y$  et de la coordonnée verticale de pression  $p$  tel que décrit à l'équation 1.7.

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + w \frac{\partial q}{\partial p} \quad (1.7)$$

En réécrivant l'équation 1.6 d'après la reformulation de l'équation 1.7 et en ajoutant l'équation de continuité égale à zéro ( $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial p} = 0$ ) de part et d'autre de l'équation, l'équation obtient la forme utile suivante :

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + w \frac{\partial q}{\partial p} + q \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial p} \right) = E - P \quad (1.8)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (qu) + \frac{\partial}{\partial y} (qv) + \frac{\partial}{\partial p} (qw) = E - P \quad (1.9)$$

Où les termes du côté gauche de l'équation peuvent être combinés en trois termes distincts :

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla_h \cdot (q\mathbf{V}_h) + \frac{\partial}{\partial p} (qw) = E - P \quad (1.10)$$

La variation locale temporelle de l'humidité ( $\frac{\partial q}{\partial t}$ ) additionnée à la convergence horizontale du flux de vapeur d'eau ( $\nabla_h \cdot (q\mathbf{V}_h)$ ) et la convergence verticale du flux de vapeur d'eau ( $\frac{\partial}{\partial p} (qw)$ ) sont égales à la différence entre l'apport par évaporation et les pertes par précipitation. En intégrant verticalement les parcelles d'atmosphère sur toute une colonne, de la surface (s) au sommet de l'atmosphère (T), les formes discutées plus tôt sont retrouvées pour la variation de l'eau précipitable et la convergence du flux de vapeur d'eau intégrée verticalement.

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{Q} - \frac{(qw)_T}{g} + \frac{(qw)_S}{g} = E - P \quad (1.11)$$

Les transports verticaux de vapeur d'eau s'annulent entre eux à l'intérieur de la colonne lorsque intégrées verticalement. Au sommet de l'atmosphère (indice T), l'humidité spécifique est approximée nulle ( $q_T = 0$ ). À l'interface terre-atmosphère, ce sont les vents verticaux qui sont

approximés nuls ( $w_S = 0$ ). L'intégrale de la convergence verticale est donc nulle. La variation de la quantité de vapeur d'eau ( $W$ ) contenue dans l'atmosphère est alimentée (diminuée) par la convergence (C) (divergence (D)) ainsi que par évaporation thermodynamique (E) et diminuée de celle tombée sous forme de précipitation (P).

$$\frac{\partial W}{\partial t} - C = E - P \quad (1.12)$$

Cette équation décrit le bilan hydrique atmosphérique telle que schématisé à la figure 1.4. Aussi des équations équivalentes pourraient être dérivées à la fois pour l'eau sous formes liquide et solide contenue dans l'atmosphère. Or l'eau transportée sous ces formes est généralement négligeable (Peixoto et Oort, 1992).

À proprement dit la convergence du flux de vapeur d'eau comprend à la fois la convergence horizontale et verticale du flux de vapeur d'eau. Comme il sera question spécifiquement de la convergence horizontale tout au long de ce mémoire, l'appellation convergence du flux de vapeur d'eau, voire simplement l'expression convergence, fera référence au concept spécifique de convergence horizontale du flux de vapeur d'eau.

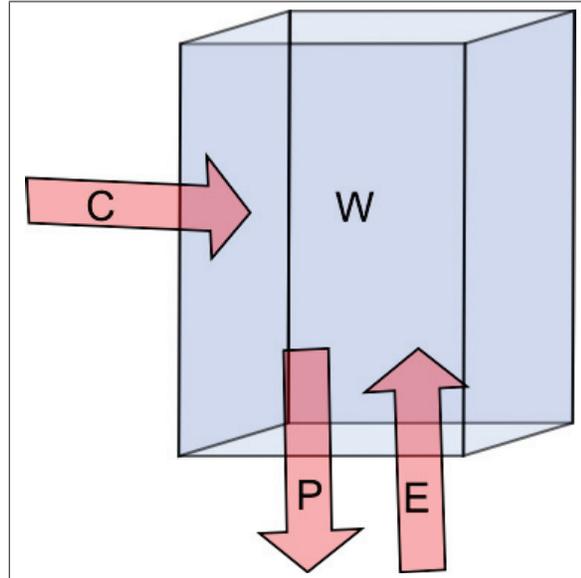


Figure 1.4 Schéma du bilan hydrologique sur une colonne atmosphérique

### 1.2.3 Équations du cycle hydrologique complet

Les colonnes d'atmosphère et terrestre peuvent alors s'emboîter de la même façon que les bilans hydriques terrestre (Eq.2.2) et atmosphérique (Eq.??) qui détiennent tous les deux les termes  $P - E$ . En additionnant les deux équations, l'écriture de l'équation du bilan global prend la forme suivante :

$$C - \frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial (M + S)}{\partial t} + R \quad (1.13)$$

Tel que schématisé à la figure 1.5, l'équation du bilan hydrique complet indique que la convergence diminuée du stockage atmosphérique fournit l'eau permettant la variation des réservoirs terrestres et le ruissellement.

Pour de suffisamment longues périodes de temps, la variation des réservoirs devraient être négligeable, de sorte que la convergence devrait être égale au ruissellement (Peixoto et Oort, 1992).

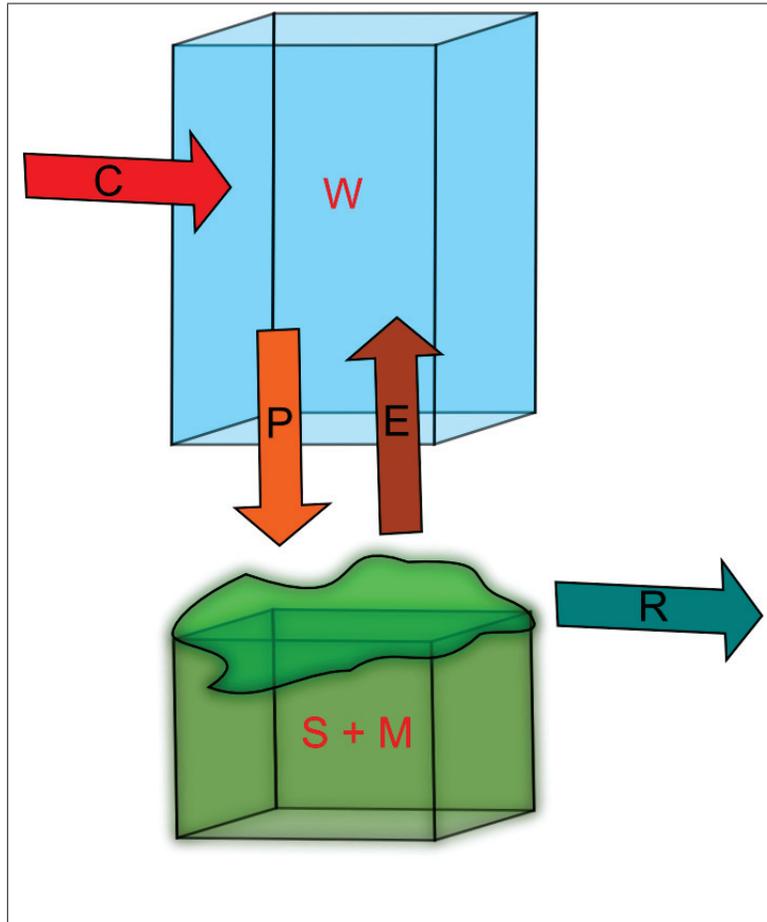


Figure 1.5 Schéma du bilan hydrologique sur une colonne terre-atmosphère

$$C = R \quad (1.14)$$

### 1.3 Les premières investigations

Au tournant des années 1950, la multiplication des radiosondes permet à quelques chercheurs d'évaluer la circulation générale de l'atmosphère et l'évaluation du bilan en eau devient rapidement un enjeu de recherche (Benton et Estoque 1954, Starr *et al.* 1958, Rasmusson 1967, 1968 et 1977).

Les grandes hypothèses sont alors mises à l'épreuve. Investiguant les flux méridionaux de la vapeur d'eau, Starr *et al.* (1958) émettent et valident l'hypothèse que la variation de stockage d'eau dans l'atmosphère sera très faible si l'on considère une période de temps suffisamment longue. Les mêmes auteurs évaluent le volume d'eau total contenu dans l'atmosphère qu'ils estiment, à l'époque, à seulement 10 jours de précipitation consécutifs sans apport d'eau externe. Dans une étude sur la divergence du flux de vapeur d'eau d'un pôle à l'autre, Peixoto (1970) met en évidence la variation latitudinale du contenu en vapeur d'eau qui atteint son maximum en région équatoriale et tend à diminuer en s'approchant des pôles. Ne portant bien souvent que sur une ou deux années de données, ces premières études s'attardent principalement à décrire des échelles spatiales planétaire ou hémisphériques.

Grâce à la multiplication des radiosondes, Rasmusson (Part I 1967, Part II 1968) trace le portrait du transport de vapeur d'eau ainsi que le bilan d'eau sur l'Amérique du Nord, affinant ainsi l'échelle spatiale d'étude. La ceinture latitudinale de 15°N à 25°N se démarque alors comme principale source de vapeur d'eau, vapeur ensuite redistribuée par advection, mécanisme dominant au nord du vingtième degré de latitude nord. Or, les calculs de la divergence et de la convergence de flux montrent des patrons remis en question par l'auteur. Une zone de divergence sur le nord-est du Québec et du Labrador, composée d'un maximum de convergence au-dessus de la Baie d'Hudson ainsi que d'un maximum de convergence sur le Labrador et Terre-Neuve, est d'ailleurs remise en doute par Rasmusson (1968). En zone continental, les zones de divergence observées sont associées à des zones de sécheresse connues. Les zones océaniques de divergence coïncident, quant à elle, avec des zones de forte salinité impliquées dans la circulation thermohaline (Peixoto, 1970).

Malgré les courtes plages de données étudiées, généralement entre une et cinq années de données, quelques caractéristiques de la variabilité temporelle et spatiale des flux de vapeur d'eau sont identifiées. À travers une étude sur les flux de l'hémisphère Nord, (Starr *et al.*, 1958) montrent que la position et l'intensité des courants diffèrent entre l'été et l'hiver. L'influence de la topographie ainsi que de la présence d'océan ou de continent sur la configuration du champ d'eau précipitable est aussi démontrée (Starr *et al.* 1958, Peixoto 1970). Le manque de

longues séries de données entrave l'évaluation de la variabilité interannuelle alors difficilement distinguable de l'incertitude sur les mesures elle-mêmes (Rosen *et al.*, 1979).

#### 1.4 L'échelle régionale et la variabilité

Au début des années 1990, le projet GEWEX ( Global Energy and Water Exchanges Project) prend place autour de trois domaines de recherche soit la modélisation, l'hydrométéorologie ainsi que l'analyse de la variabilité du cycle global de l'eau et de l'énergie (Lawford *et al.* 2004, 2007). Les projets encouragés sont menés à l'échelle de grands bassins comme le Mississippi ou le Mackenzie. Ils permettent à la fois d'améliorer les connaissances sur le cycle hydrologique et les capacités de modélisation afin de prévoir les changements dans les ressources en eau à l'échelle annuelle ou saisonnière (Lawford *et al.*, 2007).

L'une des sources d'incertitude de la prévision hydrologique demeure la mesure des variables hydrologiques elles-mêmes. Bien qu'elle soit la variable du cycle hydrologique la plus mesurée, la précipitation demeure encore difficilement prévue par les modèles météorologiques (GEWEX, Lawford *et al.* 2007). L'évaluation de la quantité de précipitation observée est encore affublée d'une importante incertitude. Les stations de mesure ont dans l'ensemble une faible densité spatiale particulièrement en milieu océanique (Roads *et al.*, 1994). L'évaporation est difficilement mesurable. L'évaporation dépend de différents facteurs dont la radiation solaire, la température, la vitesse du vent, l'humidité, la stabilité de l'air et la disponibilité en eau. Elle est très forte au dessus de l'océan, où la disponibilité en eau est grande, particulièrement au dessus des courants chauds comme le Gulf Stream (Peixoto et Oort, 1992). Elle est généralement déduite d'équations empiriques établies ou bien estimée de façon résiduelle à partir de bilan de masse selon les données disponibles (Roads *et al.*, 1994).

Le ruissellement est souvent estimé à partir de mesures du débit en rivière et n'est donc qu'une approximation du ruissellement total réel (Roads *et al.* 1994, Oki *et al.* 1995, Gutowski *et al.* 1997, Seneviratne *et al.* 2004 ). Le ruissellement souterrain est difficilement mesurable car les différents écoulements ont lieu à diverses échelles temporelles (Lawford *et al.*, 2007). L'utilisation de moyennes temporelles du débit sur de suffisamment longues périodes de temps

devrait assurer un ruissellement total équivalent au débit mesuré. Or, cela suppose que le bassin versant topographique en surface est représentatif du bassin versant décrit sous-terre par les formations géologiques. Il est en effet possible que la topographie souterraine se distingue de la topographie de surface et que, par exemple, le socle rocheux ait une pente inversée par rapport aux pentes visibles en surface. Dans un tel cas, l'eau de ruissellement souterrain pourrait alors s'écouler vers un cours d'eau différent de l'eau de ruissellement de surface. Ces données sont évidemment peu connues.

Les variables atmosphériques, l'eau précipitable et le transport de vapeur d'eau, ont d'abord été estimés à partir de radiosondes. Ces images de l'atmosphère étant imparfaites et affectées d'erreurs diverses, les analyses ainsi que les réanalyses furent développées afin de les corriger (Roads *et al.*, 1994). Ces nouveaux outils améliorèrent grandement notre représentation de l'état de l'atmosphère.

Une réanalyse est une représentation du système terrestre basée sur l'intégration sophistiquée des observations, de plusieurs variables, sur une longue période de temps, à l'aide d'un modèle de prévision météorologique. Les modèles de prévision météorologique basés sur les équations physiques nécessitent comme conditions initiales un état défini de l'atmosphère. Pour produire cette condition initiale, les observations provenant de différentes sources et de différentes régions sont intégrées via un cycle d'assimilation des données. Cette assimilation est complexe puisqu'elle repose sur des données prises à des temps différents, qui possèdent des erreurs différentes et dont la couverture spatiale n'est pas homogène. Par l'assimilation des données, les centres de prévision météorologiques produisent une série de portraits de l'atmosphère que l'on nomme analyse. Au cours des dernières décennies, les modèles de prévision ont été améliorés, la résolution spatiale affinée et certaines variables utilisées ont changé. Une réanalyse constitue une relecture des analyses en les assimilant à partir d'un modèle prévisionnel récent et d'une grille spatiale fixe dans le temps. Différents jeux de réanalyses ont été développés par les grands centres de recherche dont le European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF, ERA-40) et NCEP Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) (Uppala *et al.*, 2005; Saha *et al.*, 2010; Mesinger *et al.*, 2006). L'application des schémas d'assimilation

tente de corriger les données observées et reconstituer un climat le plus physiquement cohérent possible à grande échelle spatiale et temporelle.

Les réanalyses sont évidemment différentes des observations et produisent des portraits distincts selon la formulation du modèle de prévision. Les représentations du cycle de l'eau sont différentes d'une réanalyse à l'autre. Ces différences peuvent reposer entre autre sur la sensibilité des modèles aux forçages des modèles dont ceux imposés pour éviter une dérive de l'eau souterraine (Roads et Betts, 2000). Dans une étude à l'échelle régionale, Malik et Taylor (2011) estiment que les caractéristiques de la convergence du flux de vapeur d'eau sont similaires lorsque calculées à partir des réanalyses NCEP et ERA-40 pour le bassin Mackenzie.

Ces réanalyses, aux résolutions spatiales plus fines ( de l'ordre de 100 km ) que les données brutes des radiosondes et les analyses, permettent de mieux évaluer les processus hydrologiques et les relations entre chacun des termes. L'un des enjeux en hydrométéorologie est d'estimer la part des précipitations due à l'évaporation locale (recyclage atmosphérique) versus la part due à l'arrivée de vapeur d'eau par advection. La contribution de l'évaporation aux précipitations est significative au printemps et en été. Cet apport diminue avec la diminution de l'évaporation en hiver pour la portion nord et ouest de l'Amérique du Nord au profit de l'augmentation de la convergence du flux de vapeur d'eau (Trenberth et Guillemot 1998, Anderson *et al.* 2009a).

Poussant plus loin l'étude des relations entre les différentes variables du cycle hydrologique, Ruane et Roads (2008) analysent les échanges dominants entre les composantes de la branche atmosphérique à l'échelle du globe. Ils émettent l'hypothèse de base ( d'après les équations de conservation de la masse) que la variance de l'un des termes du cycle hydrologique doit être compensée par la variance de l'un ou plusieurs des autres termes. Ainsi lorsque la variation d'un terme peut-être associée principalement à la variation d'un seul des autres termes du bilan hydrique, on dit qu'il y a rapport dominant entre ces deux termes.

Les résultats obtenus par ? distinguent clairement les différences entre la variance intra-annuelle et intrasaisonnière. La variance intra-annuelle et les rapports dominants qui lui sont associés

dépendent de la latitude de la région étudiée. À l'échelle annuelle, la variance de la convergence correspond à la variance des précipitations. En haute latitude, le réchauffement estival entraîne une plus forte évaporation, une hausse des précipitations et généralement un épisode de divergence qui contraste avec la convergence hivernale. La variance intra-annuelle de la convergence est donc en partie attribuable à la variance intra-annuelle de l'évaporation. La variance intrasaisonnière est, quant à elle, contrôlée par des processus dynamiques plutôt que thermodynamiques. L'évaporation, processus thermodynamique, connaît la plus faible variabilité intrasaisonnière à cette échelle. En région où l'atmosphère est saturé en vapeur d'eau, la convergence et la précipitation sont les processus dominants à l'origine de la variance du cycle hydrologique. Les patrons de variance intrasaisonnière obtenus par les auteurs sont aussi très similaires aux patrons de variance globale ; cela suggère que la variance du cycle hydrologique s'explique surtout par la variance intrasaisonnière et donc par les processus dynamiques de transport de vapeur d'eau.

### 1.5 Utilisation du bilan hydrologique complet

Les variables hydrologiques terrestres étant bien souvent difficiles à mesurer, l'équation 1.13 du bilan hydrologique complet ouvre la porte à l'utilisation des données hydrologiques atmosphériques afin de les estimer. Très tôt, Benton et Estoque (1954) voient le potentiel de l'étude de la branche atmosphérique du cycle hydrologique afin d'améliorer l'estimation des termes du bilan hydrologique de surface. Analysant les processus de transport de vapeur d'eau par l'atmosphère ainsi que la convergence du flux de vapeur d'eau, ils montrent qu'il est possible d'en déduire l'évaporation continentale de l'Amérique du Nord si l'on connaît les précipitations et que l'on fait l'hypothèse que la variation de l'eau dans le sol est négligeable. Or, il faut attendre les travaux de Yeh *et al.* (1998) sur le bassin de l'Illinois pour que cette méthode soit validée en la comparant à un estimé fait à partir du bilan hydrologique de surface. Le bassin de l'Illinois est l'un des rares bassins de l'Amérique du Nord dont le contenu en eau dans le sol est bien documenté (Yeh *et al.* 1998, Seneviratne *et al.* 2004).

L'équation 1.13 peut aussi se réécrire en isolant le terme de variation de l'eau dans le sol. Supposant que le terme de variation de l'eau contenue dans l'atmosphère est négligeable, il est possible de déterminer la variation du stockage d'eau dans le sol à partir de la convergence du flux de vapeur d'eau et du ruissellement. L'exercice est tenté par Seneviratne *et al.* (2004) à partir des données de réanalyses ERA-40 sur le bassin versant du Mississippi et ses sous-bassins dont le bassin de l'Illinois. Leurs résultats indiquent que l'évaluation de la variation mensuelle de l'eau dans le sol, en connaissant la convergence et le ruissellement, est réaliste moyennant une certaine correction.

La convergence du flux de vapeur d'eau peut aussi être utile à la prévision météorologique des précipitations. Détaillant l'historique des différentes approches en ce sens, Banacos et Schultz (2005) répertorient différentes familles de méthodes relatives soit à l'évaluation directe des précipitations par bilan de masse soit à la prévision des épisodes convectifs. Si la convergence peut être utile à la prévision des épisodes de pluie, peut-être peut-elle permettre de prévoir les débits en rivière. En ce sens, différents auteurs se sont intéressés aux relations entre la convergence du flux de vapeur d'eau et le ruissellement (Oki *et al.* 1995, Gutowski *et al.* 1997). Comme précédemment discuté, la convergence du flux de vapeur d'eau, l'apport net en eau, doit, sur de suffisamment longues périodes de temps, correspondre au flux sortant de cette même région par le ruissellement. Gutowski *et al.* (1997) tentent de valider cette hypothèse. Ils choisissent deux bassins versants (Upper-Mississippi 409 039 km<sup>2</sup> et Ohio-Tennessee 525 770 km<sup>2</sup>) suffisamment grands pour contenir plusieurs points de grille de la réanalyse et ne contenant pas de neige ou de glace permanente. Sur ces bassins, les auteurs montrent que l'hypothèse de la fermeture du bilan d'eau  $C = R$  n'est pas validée via les jeux de données de réanalyse. Pourtant, leur analyse montre que cet écart n'est pas dû au stockage d'eau souterrain ou atmosphérique mais probablement au mauvais calcul du terme de convergence. Malgré tout, la physique des échanges entre les composantes du cycle hydrologique semble respectée. Les corrélations entre les moyennes saisonnières de C et R sur les deux bassins (0.68 et 0.76 pour le Mississippi et Ohio Tennessee respectivement) montrent une relation forte entre la convergence et le débit en rivière.

Très tôt, Rasmusson (1967) indique qu'il faut cependant demeurer prudent avec la taille des bassins étudiés lorsqu'est utilisée la méthode du bilan hydrique atmosphérique. À partir des données de radiosondes, Rasmusson conclut que les bassins étudiés doivent avoir une superficie supérieure à  $2 \times 10^6 \text{ km}^2$ . Comme l'erreur sur le calcul de la convergence devrait être aléatoire d'un point de grille à l'autre, cette limite de superficie constitue la taille pour laquelle les erreurs aléatoires se compensent entre elles pour minimiser le terme d'erreur à l'échelle du bassin. Seneviratne *et al.* (2004) ainsi que Yeh *et al.* (1998) montrent que cette limite peut-être réduite d'un ordre de grandeur ( $2 \times 10^5 \text{ km}^2$ ) lorsque l'étude se fait à partir de réanalyses.

### **1.6 Les modèles de climat : de l'échelle régionale vers l'échelle locale**

Les modèles régionaux de simulation du climat (MRC) ont été développés parallèlement aux réanalyses. Les MRC ont été conçus afin de simuler le système climatique présent et futur sur de longues échelles de temps à la résolution spatiale la plus fine possible. Étant basés sur les lois physiques, les MRC permettent de simuler plusieurs processus complexes impliqués dans le cycle hydrologique. Le MRC peut être piloté à ses frontières (conditions frontières du modèle) par les données d'un modèle de circulation générale ou par des réanalyses. Son avantage vis-à-vis les réanalyses est qu'il génère un ensemble de données cohérent physiquement, une forme de monde virtuel dans lequel la physique est respectée et où toutes les variables du cycle hydrologique sont connues aux échelles continentale, régionale voire locale.

Le modèle régional canadien de climat (MRCC) est l'un de ces modèles (Caya, 1996). En comparant les données du MRCC, version 4.0, à différents jeux de données, Music et Caya (2007) ont montré que le MRCC reproduit les comportements hydrologiques observés pour le bassin versant du Mississippi. La fermeture du bilan hydrologique pour une longue période de temps est obtenue pour ce bassin, grâce à une correction de l'erreur liée au schéma numérique du modèle (Music et Caya 2007, Paquin et Laprise 2002). Dans un second article, Music et Caya (2009) montrent que le cycle hydrologique est sensible aux paramètres du modèle mais que cette sensibilité varie d'un bassin versant à l'autre. Le type d'équations résolues dans les modèles fait en sorte que les simulations sont sensibles aux conditions initiales ou toute autre

faible perturbation. Ainsi, une très faible perturbation peut entraîner de très grandes différences dans l'état atmosphérique du système après plusieurs années de simulation. Les variables relatives au cycle hydrologique sont cependant très peu sensibles à cette variation des conditions initiales.

En plus d'offrir un ensemble de données physiquement cohérentes, la valeur ajoutée du MRCC par rapport aux réanalyses repose sur la prise en compte des interactions non-linéaires entre les grandes échelles (résolues par les MCG et les réanalyses) et les petites échelles (résolues uniquement avec le MRC) (Bresson, 2009). Le terme de convergence impliquant le flux de vapeur d'eau et donc le vecteur vent comprend donc de telles interactions entre les échelles. Il faut cependant rappeler que le MRCC demeure dépendant de son pilote (dans le cadre de ce projet, des réanalyses). Ainsi, les erreurs et incohérences des réanalyses ont une influence sur les simulations produites par le MRCC. Les simulations su MRCC se distinguent du pilote puisque, libre, le modèle simule une réalité différente à partir des mêmes conditions initiales. Rappelons ici que les équations décrivant le climat sont chaotiques et donc d'un même état initial de l'atmosphère peuvent dériver différentes réalités. Lorsque la dérive est trop prononcée, on parle de décalage du modèle (Riette et Caya, 2002). Pour de longues simulations, ce décalage peut entraîné une incohérence physique entre les données du pilote (les conditions frontières) et les données à l'intérieur du modèle. Afin d'éviter de trop fort décalge, le pilotage du MRCC est spectral, il impose un comportement des grandes échelles du modèle. Le MRCC est donc intimement lié à son pilote.

D'après une méthode basée sur la décomposition d'échelle proposée par Bielli et Laprise (2006), Bresson et Laprise (2009) montrent que certains des termes du cycle hydrologique ont une variabilité importante aux petites échelles, variabilité non-prise en compte dans les MCG ou les réanalyses. Cette variabilité supplémentaire serait attribuable à une meilleure prise en compte de la topographie (Bielli et Laprise, 2007). Des études subséquentes montrent que cette contribution des petites échelles est plus importantes en hiver qu'en été du moins en Amérique du Nord (Bresson et Laprise, 2009).

Selon Frigon *et al.* (2007), le MRCC est aussi en mesure de simuler adéquatement le ruissellement annuel ainsi que la variabilité internannuelle sur des bassins versants de plus petites tailles comme ceux du Québec. À l'échelle annuelle, les ruissellements simulés sous-estiment généralement de 8% les ruissellements observés. Cette différence varie selon les simulations utilisées. À l'échelle intra-annuelle, il semble que les pics de crue simulés au printemps soient plus grands que les crues observées. L'incertitude liée à la variabilité interne du modèle est plus faible que l'erreur d'observation dans le monde réel ce qui confirme la robustesse du MRCC comme outil d'évaluation du ruissellement annuel (Frigon *et al.*, 2007; Music *et al.*, 2009). Le ruissellement semble cependant systématiquement sous-estimé (Music et Caya, 2009).

## **1.7 Problématique de recherche**

Les précédentes études portant sur le cycle hydrologique et sa variabilité ont principalement été réalisées à de grandes échelles spatiales et des séries temporelles souvent limitées. Les modèles régionaux de climat permettent d'affiner les échelles d'étude spatiale et temporelle et ainsi se rapprocher des échelles généralement utilisées en hydrologie appliquée. Peu d'études ont été faites jusqu'à aujourd'hui sur de petits bassins. Aussi, les modèles hydrologiques utilisent généralement comme conditions initiales les précipitations ainsi que la température. Or les précipitations demeurent difficilement prévisibles malgré l'amélioration des modèles météorologiques. Les précédentes études ont montré que l'analyse complète du bilan hydrologique pouvait contribuer à la détermination de variables hydrologiques de surface. Ce présent projet propose d'utiliser le MRCC comme outil d'étude du cycle hydrologique aux échelles temporelles et spatiales d'intérêt.

## **1.8 Objectifs de recherche**

L'objectif général de ce mémoire est d'évaluer quantitativement le cycle hydrologique complet à l'intérieur d'un modèle climatique afin de déterminer le potentiel de la convergence de flux de vapeur d'eau comme variable utilisable en hydrologie appliquée. En ce sens, trois objectifs spécifiques ont été définis :

- représenter et analyser la variabilité spatiale, à l'échelle du bassin versant et de l'ensemble d'un territoire, des moyennes climatiques de chacune des composantes du cycle hydrologique ;
- représenter et analyser la variabilité temporelle des composantes du cycle hydrologique et ce à l'échelle temporelle annuelle ainsi qu'aux échelles d'intérêt en hydrologie appliquées, soient les échelles mensuelle et journalière ;
- évaluer et analyser les flux intra-annuels entre les réservoirs compris dans le cycle hydrologique ainsi que la variabilité interannuelle de ceux-ci.

## CHAPITRE 2

### CADRE EXPÉRIMENTAL

#### 2.1 Les données

Les données utilisées dans le cadre de ce mémoire proviennent du Modèle Régional Canadien de Climat (MRCC) développé à l'Université du Québec à Montréal à la fin des années 1990. Le MRCC résout les équations d'Euler élastiques et non-hydrostatiques décrivant les mouvements de l'atmosphère à partir d'un algorithme numérique non-centré, semi-implicite et semi-lagrangien (Caya, 1996; Caya et Laprise, 1999). La simulation est faite sur une grille couvrant l'Amérique du Nord (grille AMNO, 200 x 192 points de grille) avec une résolution horizontale de 45 km selon une projection stéréographique polaire (dont la déformation est minimale à 60°N). Le modèle comprend 29 niveaux verticaux Gal-Chen suivant l'élévation du terrain (Gal-Chen et Somerville, 1975) avec un sommet numérique à 29 km d'altitude.

Un pilotage unidirectionnel conditionne les frontières du modèle à partir des champs de pression, de température, des composantes du vent et de vapeur d'eau s'appliquant progressivement sur neuf points de grille à l'intérieur du domaine (Caya 1996). Un pilotage dit spectral est appliqué aux vents de grandes échelles permettant de forcer la circulation atmosphérique à grande échelle du MRCC vers celle du pilote (Riette et Caya, 2002). La simulation est pilotée à ses frontières par les champs atmosphériques provenant des réanalyses globales ERA40 de l'ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasts ReAnalyses ; Uppala *et al.* 2005), publiquement disponibles sur une grille globale régulière de 2.5 x 2.5° lat-lon. La période couverte par la simulation s'étend du 1 janvier 1958 au 31 août 2002. Les trois premières années sont retirées afin d'assurer la stabilisation numérique du modèle. Une description détaillée du MRCC peut être retrouvée dans Caya et Laprise (1999) et Caya (1996).

Les processus physiques d'échelle inférieure à la grille du modèle sont évalués et appliqués comme une série de corrections sur chacune des variables à l'intérieur du modèle (Caya, 1996). La physique du modèle est la même que celle utilisée dans le modèle de circulation générale

canadien (MCGC). Le lecteur peut se référer à Music et Caya (2007) pour une description détaillée des processus physiques tels que modélisés dans la version 4 du MRCC. Certaines des variables impliquées dans le cycle hydrologique sont tout de même brièvement décrites dans les prochains paragraphes.

Les précipitations stratiformes sont paramétrées comme une condensation simple basée sur un schéma de supersaturation où les processus convectifs sont décrits par le schéma de flux Bechtold-Kain-Fritsh (Bechtold *et al.*, 2001) adapté à la résolution du MCGC. Les autres variables hydrologiques de surface sont simulées par le Canadian Land Surface Scheme (CLASS) version 2.7 jumelé au MRCC. Le modèle initial est décrit dans Verseghy (1991) et Verseghy *et al.* (1993). Les transformations apportées entre 1991 et 1999 sont décrites dans Verseghy (2000). Une description détaillée des processus simulés par la version 2.7 peut être retrouvée sous Music et Caya (2007) mais les grandes lignes sont rappelées dans les paragraphes suivants.

Les colonnes de sol du modèle CLASS se décomposent en trois couches de profondeur variable. La première couche de surface a une épaisseur maximale de 0,10 m, la couche intermédiaire, zone racinaire, de 0,25 m et la couche profonde de 3,75 m. Les échanges de flux de chaleur et d'eau entre les trois couches se font par leurs frontières supérieures et inférieures. Les flux d'eau respectent la loi de Darcy dans le cas du drainage par gravité et la méthode de Green-Ampt pour ce qui est de l'infiltration modélisée comme une onde de propagation descendante. Lorsque la capacité d'infiltration maximale est atteinte, l'eau peut être accumulée dans une dépression de surface d'où elle peut ensuite s'infiltrer ou être évaporée. Cette capacité de rétention dépend de la couverture du sol. Une fois la capacité de rétention dépassée, le surplus est affecté comme du ruissellement. Le ruissellement souterrain se limite au drainage en profondeur de la colonne de sol.

À l'intérieur du modèle, l'évapotranspiration peut résulter de l'évaporation de la couche supérieure, de l'évaporation potentielle à partir de l'eau interceptée par la canopée et de la transpiration de la zone racinaire. La capacité d'interception de la canopée varie en fonction de la couverture végétale et diffère selon la forme de précipitation. La transpiration varie selon

la résistance stomatale moyenne de la canopée, elle-même fonction de l'index de couverture végétale, de la radiation solaire incidente, du déficit de pression de vapeur atmosphérique, de la température et de la tension d'humidité dans le sol. Il existe quatre types de végétation déterminant les propriétés de la couverture végétale que sont l'index de couverture végétale, la longueur de rugosité, la biomasse et la profondeur des racines. Ces propriétés varient en fonction des saisons.

Le couvert de neige est simulé comme une quatrième couche de sol ayant un albédo et une densité propres. Les flux d'énergie au sommet du couvert et sous le couvert de neige sont obtenus par la résolution du bilan énergétique de surface. La fonte de la neige est déclenchée lorsque la température de surface ou la moyenne des températures des couches de sol dépasse 0°. Dans ce cas, le surplus d'énergie est utilisé pour faire fondre une partie du manteau neigeux et la température est remise à 0°C. L'eau de fonte percole dans le manteau et regèle lorsqu'elle atteint le point de congélation. La couverture neigeuse est supposée uniforme en autant que son épaisseur est de plus de 0,10 m. Sous cette limite, l'épaisseur du manteau est remise à 0,10 m et une fraction de couverture neigeuse pour chaque tuile de sol est calculée afin d'assurer la conservation de la masse de la neige.

## 2.2 Les bassins versants

Le présent mémoire propose d'évaluer le cycle hydrologique à l'échelle du bassin versant. Tel que suggéré par Gutowski et al. (1997), les 21 bassins choisis sont suffisamment grands pour être définis par plusieurs points de grille du modèle et n'ont pas de glace ou de neige permanente assurant qu'il n'y a pas de report interannuel dans les réservoirs de neige ou de glace. La taille de plusieurs de ces bassins est inférieure à la taille critique de  $2 \times 10^5 \text{ km}^2$  proposée par différents auteurs (Seneviratne *et al.* (2004), Yeh et al. (1998), Rasmusson (1967)) pour l'utilisation de bassin dans l'étude du bilan hydrique. Ces précédentes études étaient cependant faites à partir de réanalyses, soit d'une résolution spatiale plus faible que celle du MRCC.

Afin de limiter la présentation des résultats, les 21 bassins versants ont été divisés en trois régions au comportement hydrologique similaire (Tab. 2.1). Ces régions rassemblent d'abord

Tableau 2.1 Liste des 21 bassins versants

Nom du bassin	Superficie [km <sup>2</sup> ]	Nb Pts grille	Lat	Lon
<b>Zone 1</b>				
Rivière aux Feuilles (FEU)	41743	21	58.02	-73.26
Rivière aux Mélèzes (MEL)	40324	22	56.72	-71.59
Rivière à la Baleine (BAL)	29680	17	56.57	-66.33
Rivière Arnaud (ARN)	26649	13	59.93	-73.36
<b>Zone 2</b>				
Complexe La Grande Rivière+CAN (LGR)	176803	98	53.22	-72.75
Complexe Bersimis-Outardes-Manic+SM2+SM3' (BOM)	87031	45	50.86	-68.69
Lac Saint-Jean (SAG)	72304	41	49.86	-72.35
Réservoir Chutes Churchill (CHU)	69179	33	53.50	-64.96
Rivière Caniapiscou (CAN)	48089	24	56.00	-68.61
Rivière Rupert (RUP)	40886	22	51.11	-74.14
Grande Rivière de la Baleine (GRB)	34081	17	55.15	-73.48
Réservoir Manicouagan (MAN)	29173	16	51.86	-68.92
Rivière George (GEO)	23991	11	55.80	-64.93
Rivière Moisie (MOI)	18992	11	51.67	-66.64
Rivière Natashquan (NAT)	15381	9	51.52	-62.51
Rivière Romaine (ROM)	13137	7	51.58	-63.60
<b>Zone 3</b>				
Rivière des Outaouais (RDO)	142680	81	46.65	-77.83
Rivière Saint-Maurice (STM)	42657	24	47.77	-73.88
Rivière Waswanipi (WAS)	31533	16	49.67	-75.70
Rivière Bell (BEL)	22134	15	48.78	-76.48

les bassins versants d'après leurs composantes physiographiques principales. Dans le cadre du MRCC, la profondeur du socle rocheux constitue la composante physiographique la plus influente sur le régime hydrologique puisqu'elle détermine la profondeur du réservoir sol et, de ce fait, l'importance du stockage d'eau dans le sol dans le cycle hydrologique. D'après cette caractéristique, les bassins du Québec peuvent être divisés en deux groupes. Le premier groupe, délimitant la zone 1, rassemble les bassins composés de tuiles ayant une profondeur maximale de 0,10 m (une seule couche de sol) tous géographiquement situés au nord du Québec (Fig. 2.1). Le second groupe comprend l'ensemble des bassins ayant une colonne sol composée d'au moins 2 couches de sol.

Parmi les bassins du second groupe, quatre bassins ont été identifiés comme ayant un régime hydrologique distinct des autres bassins. Ces bassins présentent des valeurs de taux d'évaporation supérieures ou égales aux valeurs de ruissellement dont il sera discuté ultérieurement. Ce critère qualitatif permet de scinder le deuxième groupe en deux zones. La zone 2 regroupe les

bassins du centre et de l'est du territoire et la zone 3 regroupe les quatre bassins de la pointe sud du territoire ayant un fort taux d'évaporation (Fig. 2.1 et tab. 2.1).

Ce découpage non-statistique s'apparente à la division du Québec en trois régions statistiquement homogènes établies dans le cadre d'une analyse régionale des crues de la province de Québec basée sur 136 stations d'observation des débits effectuée par Anctil *et al.* (1998). En effet, la régionalisation effectuée a permis de distinguer une région du Québec méridional statistiquement distincte des bassins situés plus à l'est au niveau des crues régionales. Cette région correspond à la zone 3 proposée dans ce projet.

Pour la suite de ce mémoire, les résultats seront présentés pour au moins un bassin versant de chacun de ces groupes, soient les bassins versants de la rivière aux Feuilles, du réservoir Manicouagan et de la rivière des Outaouais représentatifs respectivement des zones 1, 2 et 3. Les bassins seront désignés par le nom de la rivière à laquelle ils sont associés (bassins aux Feuilles, Manicouagan et des Outaouais) afin d'alléger la suite du texte.

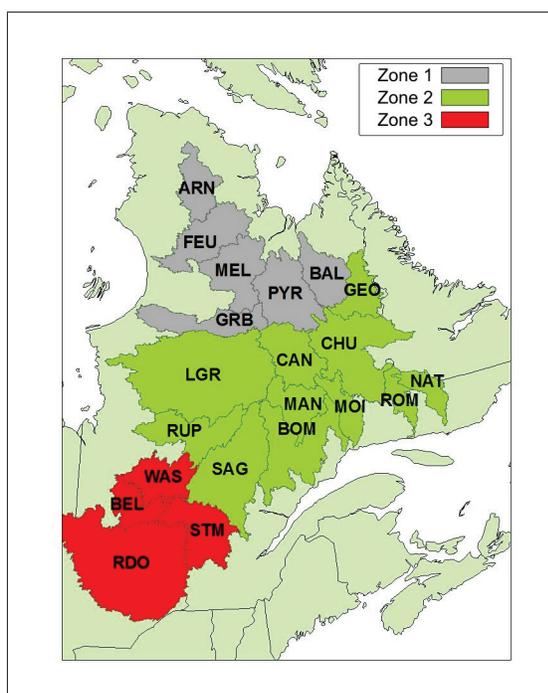


Figure 2.1 Cartes des 21 bassins versants du Québec divisés en trois régions hydrologiques

### 2.3 Analyse du bilan hydrique

Le bilan hydrique sera utilisé afin d'évaluer l'importance des flux impliqués dans le cycle hydrologique. Les équations des bilans hydriques terrestre, atmosphérique et complet présentées à la section 1.2 sont rappelées ici et réécrites sous leur forme utile. Bien que le MRCC soit à base physique et que la masse devrait y être conservée, le schéma numérique utilisé pour résoudre les équations d'Euler ainsi que les paramétrisations des processus physiques du modèle peuvent entraîner une non fermeture des bilans. Les bilans hydriques ferment donc au terme d'erreur ( $\epsilon$ ) près.

#### 2.3.1 Équations du bilan hydrique

L'analyse des bilans hydriques se faisant à l'échelle spatiale du bassin versant, les valeurs des composantes du bilan connues pour chacune des tuiles du MRCC seront moyennées spatialement :

$$\{X\} = \frac{1}{N_t} \sum_{n=1}^{N_t} X_n \quad (2.1)$$

où  $\{X\}$  représente la moyenne spatiale de la variable  $X$  et  $N_t$  le nombre de tuiles composant le bassin.

À l'échelle du bassin versant, la différence d'eau entre les précipitations et l'évaporation devrait être égale au ruissellement additionné à l'eau emmagasinée dans le sol ou le couvert de neige. Moyennée dans l'espace, le bilan hydrique terrestre (Éq. 1.1) prend la forme suivante :

$$\{P - E\} = \{R\} + \{\delta_t S\} + \{\delta_t M\} + \{\epsilon_t\} \quad (2.2)$$

où  $P$  représente la précipitation liquide ou solide,  $E$  l'évaporation (incluant l'évapotranspiration et la sublimation),  $R$  le ruissellement,  $S$  le contenu en eau su sol et  $M$  l'équivalent en eau

du couvert de neige. Le terme d'erreur de la branche terrestre,  $\epsilon_t$ , est calculé de façon résiduelle d'après l'ensemble des autres variables.

Du point de vue atmosphérique, la convergence du flux de vapeur d'eau diminuée de l'eau emmagasinée dans le réservoir atmosphérique devrait être égale à la différence entre les précipitations et l'évaporation (éq. 1.12). Le bilan hydrique atmosphérique s'écrit donc :

$$\{C\} - \{\partial_t W\} = \{P - E\} + \{\epsilon_a\} \quad (2.3)$$

où  $W$  est l'eau précipitable du réservoir atmosphérique,  $C = -\nabla \cdot \mathbf{Q}$  la convergence du flux de vapeur d'eau et  $\epsilon_a$  le terme d'erreur de la branche atmosphérique calculé lui aussi par résiduel.

Le terme  $\{P - E\}$ , constituant l'eau nette rendue disponible par la branche atmosphérique et l'apport en eau net pour la branche terrestre, permet de lier les deux bilans pour obtenir le bilan hydrique complet :

$$\{C\} - \{\partial_t W\} = \{R\} + \{\partial_t S\} + \{\partial_t M\} + \{\epsilon\} \quad (2.4)$$

où

$$\{\epsilon\} = \{\epsilon_t\} + \{\epsilon_a\} \quad (2.5)$$

Les flux, taux de précipitation, taux d'évaporation et le ruissellement, composant les bilans hydriques, sont des variables pronostiques du MRCC. La convergence du flux de vapeur d'eau est calculée à l'intérieur du MRCC pour chaque pas de temps mais est dite diagnostique puisqu'elle est calculée à partir de variables pronostiques (Paquin et Laprise, 2002; Bergeron *et al.*, 1994). L'eau précipitable, le contenu en eau du réservoir sol ainsi que l'équivalent en eau du couvert de neige sont des variables d'état pronostiques du MRCC. Leur variation dans le temps a été calculée de façon diagnostique, à partir des contenus des réservoirs, par différence finie avant entre les valeurs aux pas de temps appropriés. À l'échelle journalière, la différence est

faite entre la journée  $j$  et la journée  $j+1$  (Éq. 2.6) tandis qu'elle est faite entre la valeur du premier jour du mois ( $m$ ) et du premier jour du mois ( $m+1$ ) suivant à l'échelle mensuelle. Cette variation est divisée par le nombre de jours auquel elle est associée. Les différentes composantes du bilan hydrique seront présentées sous forme de moyenne journalière en  $[mm/j]$  afin de faciliter la comparaison entre les échelles temporelles, soit :

$$\partial_t X \approx \frac{\Delta X}{\Delta t} = \frac{X_{j+1} - X_j}{n} \quad (2.6)$$

où  $X$  est la variable d'état pronostique,  $\Delta X$  la variation de  $X$  au cours de la période de temps  $\Delta t$ . Le rapport entre ces deux quantités se définit comme le quotient de la différence entre la valeur  $X$  au temps  $j + 1$  et au temps  $j$  et du nombre de jour  $n$  entre les temps  $j$  et  $j + 1$ .

Pour de suffisamment longues périodes de temps (multi-annuelle) et en l'absence d'erreur, la variation des réservoirs devraient être négligeable, de sorte que la convergence devrait être égale au ruissellement.

$$\{\overline{C}\} = \{\overline{R}\} \quad (2.7)$$

où  $\overline{X}$  désigne la moyenne temporelle de la variable  $X$ .

Les accolades, désignant la moyenne spatiale, seront omises pour la suite du texte puisque l'entièreté de l'étude est effectuée à l'échelle du bassin versant.

### 2.3.2 Échelles temporelles

Quatre différentes échelles temporelles sont considérées ; l'échelle climatique, l'échelle annuelle, l'échelle mensuelle et l'échelle journalière. Les données disponibles utilisées sont les données mensuelles et journalières produites par le MRCC entre octobre 1961 et septembre 2001. L'ensemble des données moyennées seront présentées en  $mm/j$ , peu importe l'échelle considérée, afin de faciliter la comparaison entre les différentes échelles.

L'échelle climatique prend en compte l'ensemble de ces données. Les valeurs moyennes pour chacune des composantes seront décrites à l'échelle climatique. L'égalité entre le ruissellement et la convergence du flux de vapeur d'eau de l'équation 2.7 sera évaluée. Les moyennes climatiques sont calculées à partir des moyennes mensuelles ( $X$ ) provenant du MRCC d'après l'équation suivante :

$$X^{clim} = \overline{X}^{M,Y} = \frac{1}{N_{tot}} \sum_{y=1}^Y \sum_{m=1}^M (X_{m,y} \cdot n_{m,y}) \quad (2.8)$$

où la moyenne mensuelle  $X_{m,y}$  associée au mois  $m$  de l'année  $y$  est multipliée par son nombre de jours  $n_{m,y}$  afin de la pondérer en fonction du nombre de jour à l'intérieur de la moyenne climatique. L'exercice est répété et sommé pour les  $M = 12$  mois de l'année des  $Y = 40$  années étudiées et le tout est divisé par le nombre total de jours  $N_{tot}$  couvrant les 40 années.

La variabilité intra-annuelle est étudiée qualitativement à l'aide du cycle hydrologique moyen annuel dont les valeurs sont des moyennes climatiques distinguées par mois. Chacune des douze moyennes climatiques se calcule  $X_m^{clim}$  :

$$X_m^{clim} = \overline{X}_m^Y = \frac{1}{N_m} \sum_{y=1}^Y (X_{m,y} \cdot n_{m,y}) \quad (2.9)$$

Avec  $X_{m,y}$  la moyenne mensuelle du mois  $m$  de l'année  $y$  multipliée par  $n_{m,y}$  le nombre de jours pour ce même mois et  $Y$  le nombre d'années utilisées ( $Y = 40$ ).  $N_m$  représente le nombre de jours total des 40 mois considérés dans la moyenne climatique par mois tel que  $N_m = \sum_{y=1}^Y n_{m,y}$ . La pondération n'a ici un impact que sur le mois de février composé de 28 ou 29 jours selon les années bisextiles.

La variabilité interannuelle des composantes du bilan hydrique est étudiée à partir des séries de moyennes annuelles. Les moyennes de l'échelle annuelle sont calculées d'après une année hydrologique définie d'octobre à septembre. L'année hydrologique a été établie telle qu'elle

minimise la variation annuelle des réservoirs et ainsi minimise les reports d'une quantité d'eau d'une année à l'autre.

$$X_y^{an} = \overline{X}_y = \frac{1}{N_y} \sum_{m=1}^M (X_{m,y} \cdot n_{m,y}) \quad (2.10)$$

où  $N_y = \sum_{m=1}^M n_{m,y}$  le nombre de jours composant l'année  $y$ .

Sera ensuite étudiée l'évolution temporelle des composantes aux échelles mensuelle et journalière. À l'échelle mensuelle, une analyse des corrélations sera aussi effectuée. Les corrélations seront étudiées non pas entre les moyennes mensuelles ( $X$ ) des variables mais bien entre les écarts à la moyenne ( $X'$ ). Ceci permet de faire abstraction des correspondances entre les variables dues aux variations saisonnières dictées par le cycle annuel moyen.

$$X' = \overline{X}_m^{clim} - X \quad (2.11)$$

À chacune des échelles, le terme d'erreur est analysé comme le sont les autres composantes du cycle. Afin d'évaluer l'importance du terme d'erreur à chacune des échelles, on définit l'erreur relative comme le rapport entre la moyenne de l'erreur à l'échelle temporelle à l'étude ( $\overline{\epsilon}^t$ ) et la moyenne climatique de la convergence du flux de vapeur d'eau ( $\overline{C}^{clim}$ ).

$$\epsilon_{rel}^t = \frac{\overline{\epsilon}^t}{\overline{C}^{clim}} \quad (2.12)$$

## **CHAPITRE 3**

### **RÉSULTATS**

L'étude du bilan hydrique est effectuée à l'échelle spatiale du bassin versant pour différentes échelles temporelles. La première section de ce chapitre présente la climatologie des différentes variables hydrologiques par la description de leur moyenne climatique et de leur cycle annuel moyen. La seconde section traite de la variabilité interannuelle des variables en présentant les séries temporelles à l'échelle annuelle. Les troisième et quatrième sections présentent les informations supplémentaires tirées des séries temporelles des variables aux échelles mensuelle et journalière.

Pour chacune des sections de ce chapitre, les variables hydrologiques seront présentées dans un ordre établi. Les précipitations et l'évaporation permettent dans un premier temps d'évaluer l'apport net en eau pour la branche terrestre du cycle hydrologique. La présentation des variations des réservoirs sol et du couvert de neige permet ensuite d'évaluer l'eau transitant par les réservoirs terrestres. Le bilan hydrique terrestre est complété par la description du ruissellement. La convergence du flux de vapeur d'eau ainsi que la variation du réservoir atmosphérique sont enfin comparées aux différentes composantes du cycle hydrologique terrestre. Le terme d'erreur associé au bilan hydrique complet ainsi que ses composantes terrestre et atmosphérique sont finalement présentés à chacune des échelles.

### **3.1 Climatologie**

#### **3.1.1 Moyennes climatiques**

La présente section décrit brièvement la distribution spatiale des composantes du bilan hydrique moyennées à l'échelle climatique (40 ans), pour les années hydrologiques de 1961 à 2000. Les moyennes climatiques sont définies d'après l'équation suivante :

$$X^{clim} = \bar{X}^{M,Y} = \frac{1}{N_{tot}} \sum_{y=1}^Y \sum_{m=1}^M (X_{m,y} \cdot n_{m,y}) \quad (3.1)$$

où  $X_{m,y}$  la moyenne mensuelle associée au moins  $m$  de l'année hydrologique  $y$  est multiplié à  $n_{m,y}$  le nombre de jour du même mois afin de pondérer les moyennes mensuelles en fonction de nombre du nombre de jours associé à cette valeur.  $N_{tot}$  représente le nombre de jours total pour les  $Y$  années, toutes composées de  $M$  mois. Les moyennes climatiques pour les composantes principales du bilan hydrique sont présentées pour chacun des 21 bassins à la figure 3.1 (suivant la notation établie au chapitre 2).

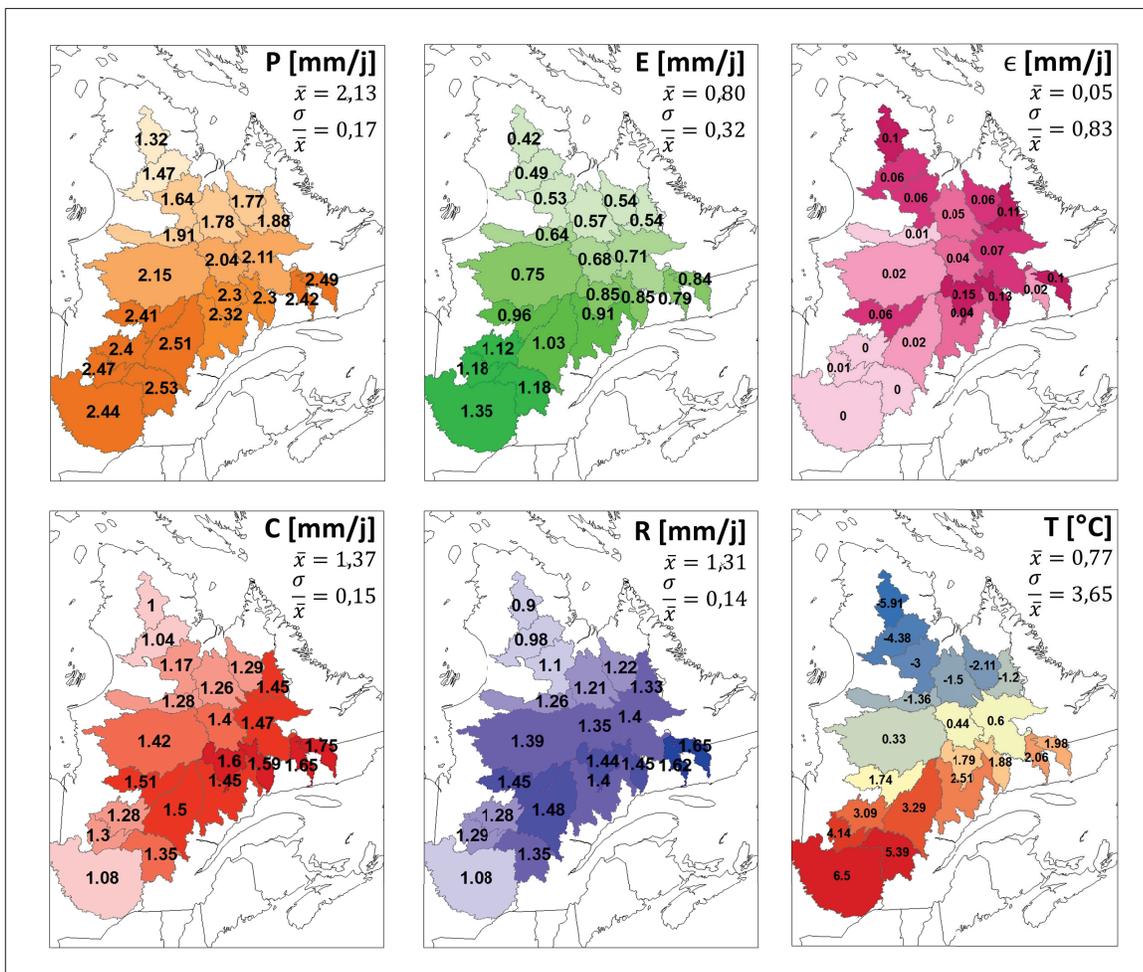


Figure 3.1 Distribution spatiale des moyennes climatiques des composantes du bilan hydrique pour les 21 bassins versants du Québec

### 3.1.1.1 Précipitations et évaporation

Les moyennes climatiques des précipitations se distribuent spatialement d'après un gradient nord-sud avec une moyenne de 2,13 mm/j pour l'ensemble des 21 bassins (Fig. 3.1). Les bassins versants du sud du Québec connaissent des précipitations moyennes nettement plus élevées, maximum de 2,44 mm/j pour la rivière des Outaouais que les bassins de la pointe nord du Québec, minimum de 1,32 mm/j pour le bassin Arnaud. Selon la loi de Clausius-Clapeyron, le capacité de l'atmosphère à emmagasiner de la vapeur d'eau augmente avec la température. Comme la formation de précipitation est conditionnée par le contenu en eau du réservoir atmosphérique, le gradient latitudinal des températures (Fig. 3.1) est à l'origine du gradient observé pour les précipitations. L'évaporation est liée, quant à elle, au rayonnement, à la température, mais surtout à la disponibilité en eau du réservoir sol. Elle montre elle aussi un gradient nord-sud. Tout comme pour les précipitations, la plus faible moyenne climatique d'évaporation est enregistrée pour le bassin Arnaud, 0,42 mm/j et la plus forte pour le bassin des Outaouais, 1,35 mm/j. La différence entre les précipitations et l'évaporation constitue l'apport net en eau pour chacun des bassins.

### 3.1.1.2 Variation des réservoirs terrestres et ruissellement

Les bassins étudiés ne montrent ni de recharge ni de décharge de leur réservoir sol à l'échelle climatique puisque les moyennes climatiques de variation du réservoir sol sont approximativement nulles (Tab. 3.1). De plus, comme aucun bassin versant du Québec ne détient de couvert de neige permanent, aucune variation du couvert de neige n'est enregistrée entre 1961 et 2000. La variation des réservoirs terrestres est négligeable à cette échelle temporelle et leur distribution spatiale n'est pas montrée.

N'étant pas emmagasiné dans les réservoirs terrestres, l'apport net en eau alimente uniquement le ruissellement (Eq. 2.2) à l'échelle climatique. Ainsi, la distribution spatiale du ruissellement correspond à la différence entre les distributions des précipitations et de l'évaporation. Le gradient nord-sud qui en résulte est caractérisé par une anomalie au niveau des quatre bassins de la zone 3 qui présentent de plus faibles valeurs de ruissellement que les bassins de la zone 2

(Fig. 3.1). Le ruissellement minimum est enregistré en haute latitude avec 0,90 mm/j pour le bassin Arnaud. Le ruissellement maximum atteint par le bassin Natashquan est de 1,65 mm/j. Le ruissellement moyen pour l'ensemble des 21 bassins versants du Québec est de 1,31 mm/j avec un coefficient de variation entre les bassins de 0,14.

Tableau 3.1 Moyennes climatiques des composantes du bilan hydrique terrestre

Bassins versants	R [mm/j]	$\delta_t$ S [mm/j]	$\delta_t$ M [mm/j]	P-E [mm/j]	$\epsilon_t$ [mm/j]
aux Feuilles	0.9754	-0.0003	0.0049	0.9796	-0.0004
Manicouagan	1.4445	-0.0008	0.0058	1.4496	0.0002
des Outaouais	1.0808	0.0002	0.0005	1.0814	-0.0001

### 3.1.1.3 Variation du réservoir atmosphérique et convergence

Tout comme pour les réservoirs terrestres, le contenu en eau du réservoir atmosphérique est constant à l'échelle climatique (Tab. 3.2). Sa variation étant négligeable, son patron de distribution n'est pas montré. D'après l'équation 2.3, la convergence du flux de vapeur d'eau est alors approximativement égale à la différence entre les précipitations et l'évaporation. La distribution spatiale de la convergence est donc similaire à celle du ruissellement à cette échelle temporelle. La convergence varie entre 1,00 mm/j, bassin Arnaud, et 1,75 mm/j, bassin Natashquan (Fig. 3.1). La moyenne climatique pour l'ensemble des 21 bassins est de 1,37 mm/j, légèrement supérieure à celle du ruissellement. Le coefficient de variation entre les bassins est de 0,15. La valeur de la convergence dépend principalement de la situation géographique de chacun des bassins versants, soit en général plus faible pour les hautes latitudes que pour les basses latitudes sauf pour les quatre bassins versants de la pointe sud-ouest (zone 3). Ces quatre bassins, des Outaouais, Waswanipi, Bell et St-Maurice ont un cycle hydrologique annuel bien distinct des autres bassins versants du Québec, tel qu'il sera discuté à la section 3.1.2.

### 3.1.1.4 Erreur dans le bilan hydrique

Sur une longue période de temps, la convergence devrait être égale au ruissellement (Eq. 2.7). En accord avec la théorie, la variation des réservoirs terrestres et atmosphérique est très faible

Tableau 3.2 Moyennes climatiques des composantes du bilan hydrique atmosphérique

Bassins versants	C [mm/j]	$\Delta W$ [mm/j]	P-E [mm/j]	$\epsilon_a$ [mm/j]
aux Feuilles	1.0382	0.0003	0.9796	0.0583
Manicouagan	1.5951	0.0000	1.4496	0.1454
des Outaouais	1.0820	0.0008	1.0814	-0.0002

à cette échelle et négligeable par rapport aux termes de convergence et de ruissellement. Or la convergence est en général supérieure au ruissellement entraînant un terme d'erreur qui ne peut être expliqué par une recharge des réservoirs (Fig.3.1). L'erreur est en moyenne de -0,052 mm/j pour les 21 bassins versants du Québec. Elle est pratiquement nulle pour trois des quatre bassins de la zone 3 et atteint un maximum de 0,15 mm/j pour le bassin Manicouagan. L'erreur se décline en deux composantes : l'erreur liée à la branche atmosphérique ( $\epsilon_a$ ) et l'erreur liée à la branche terrestre ( $\epsilon_t$ ) du cycle hydrologique. À cette échelle temporelle, l'erreur liée à la branche terrestre est négligeable (Tab. 3.1) vis-à-vis l'erreur liée à la branche atmosphérique (Tab. 3.2). L'erreur totale est presque uniquement attribuable à la branche atmosphérique (Tab. 3.3). La distribution spatiale du terme d'erreur total ne montre aucun patron particulier (Fig. 3.1).

Tableau 3.3 Comparaison des moyennes climatiques des composantes des branches terrestre et atmosphérique du bilan hydrique

Bassins versants	C [mm/j]	R[mm/j]	C-R [mm/j]	$\epsilon$ [mm/j]
aux Feuilles	1.0382	0.9754	0.0627	0.0578
Manicouagan	1.5951	1.4445	0.1506	0.1456
des Outaouais	1.0820	1.0808	0.0011	-0.0004

L'erreur relative est définie comme le rapport entre la moyenne du terme d'erreur à une échelle donnée sur la moyenne climatique de la convergence du flux de vapeur d'eau. Elle permet d'évaluer l'importance de l'erreur face aux termes dominants du bilan. L'erreur relative à l'échelle climatique varie entre 0 et 10% pour l'ensemble des 21 bassins étudiés. La figure 3.2 situe l'erreur relative de chacun des bassins en fonction de la valeur de la convergence à l'échelle climatique. Les causes de ces erreurs seront discutées au chapitre 4.

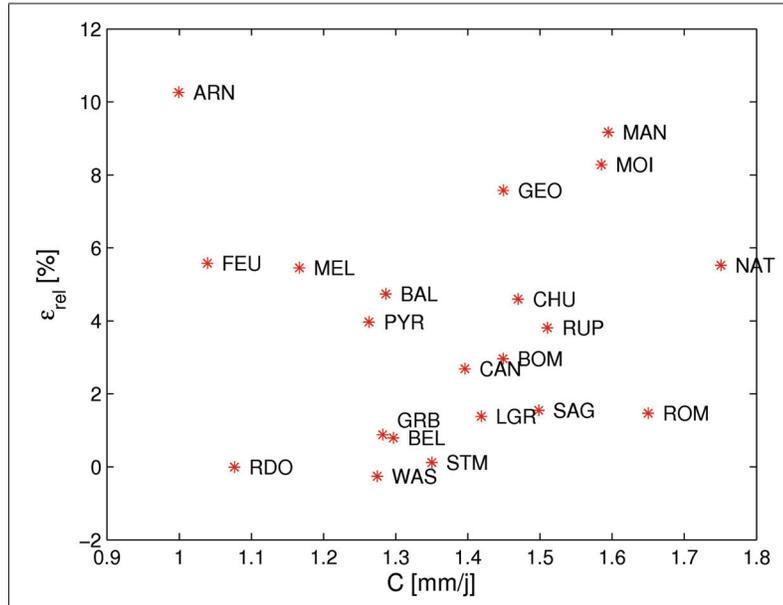


Figure 3.2 Erreur relative en fonction de la convergence du flux de vapeur d'eau à l'échelle climatique

### 3.1.2 Cycle hydrologique annuel moyen

La présente section décrit le cycle annuel moyen de chacune des composantes du bilan hydrique pour les années hydrologiques de 1961 à 2000. Le cycle annuel moyen se compose des moyennes climatiques associées à chacun des mois ( $m$ ) de l'année selon l'équation suivante :

$$X_m^{clim} = \bar{X}_m^Y = \frac{1}{N_m} \sum_{y=1}^Y X_{m,y} \cdot n_{m,y} \quad (3.2)$$

Avec  $X_{m,n}$  la moyenne mensuelle du mois  $m$  de l'année  $y$  multiplié par  $n_{m,y}$  le nombre de jours pour ce même mois et  $Y$  le nombre d'années utilisées ( $Y = 40$ ).  $N_m$  représente le nombre de jours total des 40 mois considérés dans la moyenne climatique par mois tel que  $N_m = \sum_{y=1}^Y n_{m,y}$ . Les cycles annuels moyens des variables du bilan hydrique sont présentés pour les bassins aux Feuilles, Manicouagan et des Outaouais à la figure 3.3.

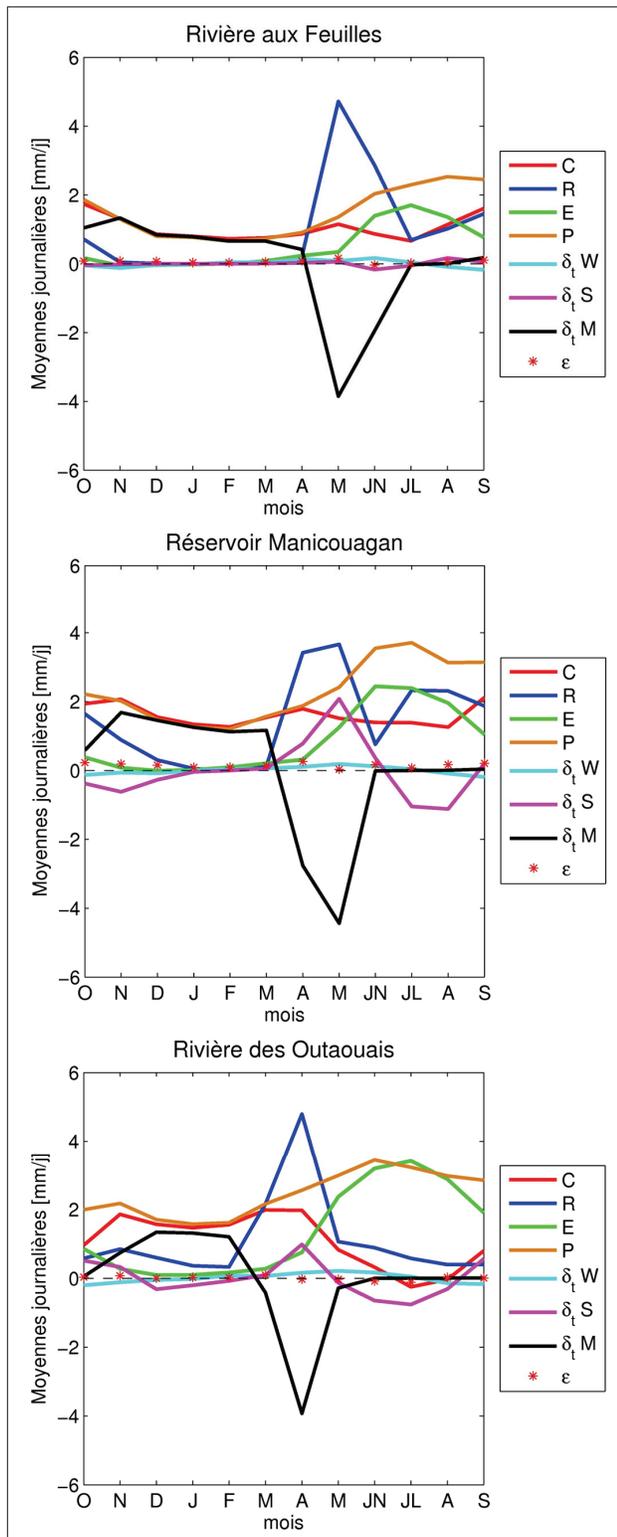


Figure 3.3 Cycle annuel moyen (1961-2000) des variables du bilan hydrique de octobre à septembre

### 3.1.2.1 Précipitations et évaporation

Les cycles annuels moyens des précipitations sont similaires pour les trois bassins versants (Fig. 3.3). Les minima hivernaux sont liés au faible contenu en eau de l'atmosphère. Cette période prend la forme d'un plancher de longue durée pour le bassin aux Feuilles alors que cette tendance est moins marquée pour le bassin des Outaouais (Fig. 3.3). Au cours du printemps (mois MAM), les précipitations augmentent progressivement. Le maximum annuel des précipitations est atteint en été (mois JJA) plus ou moins tardivement selon la localisation géographique du bassin (i.e. en juin pour le bassin des Outaouais, en juillet pour Manicouagan et en août pour le bassin aux Feuilles).

Les cycles annuels moyens d'évaporation des trois bassins sont eux-aussi similaires. Le taux d'évaporation est généralement faible en hiver. Pour les bassins aux Feuilles et Manicouagan, le taux d'évaporation diminue dès le début de l'automne et demeure faible jusqu'au début du printemps (Fig. 3.3). Pour l'ensemble des bassins, l'augmentation du taux d'évaporation est généralement plus tardive mais plus grande que celle des précipitations, de telle sorte que la différence entre les deux taux ( $P - E$ ) diminue en été. Quatre bassins situés à la pointe sud-ouest du Québec, i.e., les bassins Bell, Waswanipi, St-Maurice et des Outaouais, montrent un taux d'évaporation en été particulièrement élevé. Dans le cas du bassin des Outaouais, le taux d'évaporation en juillet dépasse celui des précipitations ( $P - E < 0$ ) (Fig. 3.3). La diminution du taux d'évaporation à la fin de l'été est plus précoce que celle du taux des précipitations pour les trois bassins.

### 3.1.2.2 Variation des réservoirs terrestres

Le cycle annuel moyen de la variation du couvert de neige ( $\Delta M$ ) est homogène sur l'ensemble des bassins au Québec (Fig. 3.3). Le terme de tendance est positif ( $\Delta M > 0$ ) lorsqu'il y a accumulation de neige dès octobre ou novembre selon la localisation géographique du bassin. Le taux d'accumulation est égal au taux de précipitation pendant l'hiver (mois DJF) pour les bassins aux Feuilles et Manicouagan. Au printemps (mois AMJ), le terme de tendance est négatif ( $\Delta M < 0$ ) en raison de la fonte de la neige. La fonte de la neige prend en général deux mois

et elle est plus ou moins précoce selon la localisation géographique du bassin. La différence entre le taux d'accumulation de neige (valeurs positives) et le taux de fonte (valeurs négatives) est importante. Cette caractéristique en fait la variable ayant la plus grande variabilité intra-annuelle.

Lorsque la variation du réservoir sol est positive (et inversement, négatif), le contenu en eau du sol augmente (diminue) et le réservoir sol se recharge (décharge). La grandeur des recharges et décharges du réservoir sol ( $\Delta S$ ) est conditionnée par la profondeur du réservoir lui-même (Fig. 3.3). Les variations du réservoir sol sont négligeables pour le bassin aux Feuilles car le sol est modélisé par une seule couche de sol mais sont non-négligeables pour les deux autres bassins (Fig. 3.3). Les réservoirs sol des bassins Manicouagan et des Outaouais connaissent une forte période de recharge ( $\Delta S > 0$ ) pendant la fonte du couvert de neige au printemps (avril-mai) et deux périodes de décharge ( $\Delta S < 0$ ) en été et en automne. Au cours de l'automne, les valeurs de décharge diminuent progressivement jusqu'en hiver. La variation du réservoir est nulle en hiver (mois JFM) pour le bassin Manicouagan puisque, à ces hautes latitudes, l'eau du sol est entièrement gelée. Bien que les profondeurs des sols des bassins Manicouagan et des Outaouais soient similaires, les valeurs de recharge et de décharge associées au bassin Manicouagan sont supérieures aux valeurs associées au bassin des Outaouais. Cette différence ne semble pas être liée aux précipitations puisque les précipitations sont en moyenne plus élevées pour le bassin des Outaouais. Elle pourrait toutefois être attribuée à la forte évaporation et aux différences de couvert de végétation entre les deux régions, davantage composée de feuillus au sud et de conifères au nord.

### 3.1.2.3 Ruissellement

D'après l'équation de la branche terrestre du bilan hydrique (Éq. 2.2), le ruissellement dépend de l'apport net en eau ainsi que de la variation des réservoirs. En automne, le ruissellement est alimenté par les précipitations ainsi que la décharge du sol. Pendant cette même période, le ruissellement diminue progressivement au profit du taux d'accumulation du couvert de neige. Lorsque le taux d'accumulation devient égal au taux de précipitation, le ruissellement est uni-

quement alimenté par la décharge du sol (Fig. 3.3). Le ruissellement est alors nul pour les bassins aux Feuilles et Manicouagan pour lesquels le gel dans le sol empêche toute variation du réservoir. Au printemps, le ruissellement connaît un pic de crue parfaitement synchronisé avec le pic de fonte du manteau neigeux. Au premier mois de la crue, l'intensité du pic de crue dépend uniquement de l'intensité du pic de fonte tandis qu'au second mois, elle est variée aussi en fonction de l'intensité de la recharge du sol. Curieusement, le ruissellement diminue drastiquement en juin pour la majorité des bassins puis augmente rapidement le mois suivant. Ce comportement n'est pas représentatif des hydrogrammes généralement observés aux stations hydrométriques du Québec et fera l'objet d'une discussion à la section 3.1.2.6.

#### **3.1.2.4 Variation du réservoir atmosphérique**

D'après les cycles annuels moyens, l'eau précipitable du réservoir atmosphérique connaît des variations annuelles de faible amplitude (Fig. 3.3). Les variations du réservoir atmosphérique ont donc un impact négligeable sur les autres composantes du bilan hydrique, et ce, pour l'ensemble des bassins.

#### **3.1.2.5 Convergence du flux de vapeur d'eau**

Selon l'équation du bilan hydrique de la branche atmosphérique (Éq. 2.3), les valeurs négligeables de la variation du réservoir atmosphérique font en sorte que la convergence est approximativement égale à la différence entre les précipitations et l'évaporation tout au long de l'année ( $C \approx P - E$ ). Les cycles moyens des précipitations et de l'évaporation étant similaires, la variabilité intra-annuelle du cycle annuel de la convergence est faible. La convergence connaît deux minima : un en hiver lorsque le taux de précipitation est à son minimum annuel et un en été, lorsque le taux d'évaporation est à son maximum annuel. Le bassin des Outaouais connaît alors un épisode de divergence ( $C < 0$ ) puisque l'évaporation est supérieure aux précipitations en juillet (Fig. 3.3). Les différentes composantes du bilan hydrologique présentées à la figure 3.3 sont liées entre elles puisqu'elles constituent les flux entre les différents réservoirs terrestres et atmosphérique. Les relations entre les composantes sont simplifiées pour les bas-

sins de la zone 1 étant donné que la variation du réservoir sol y est négligeable. Pour le bassin aux Feuilles (Fig. 3.3), la convergence du flux de vapeur d'eau est égale à l'apport net en eau, différence entre les précipitations et l'évaporation (P-E), puisque le réservoir atmosphérique n'emmagasine ou ne relaie que peu d'eau. La convergence est similaire au ruissellement pour les mois de juillet, août et septembre. La part de l'eau disponible pour le ruissellement diminue graduellement jusqu'en novembre au profit du couvert de neige puisque l'évaporation est négligeable pendant cette période de l'année. De novembre à mars, la convergence est alors égale au taux d'accumulation du couvert de neige. Au printemps, une majeure partie de l'eau de fonte du couvert de neige alimente directement le ruissellement. Pour les bassins versants ayant un réservoir sol, comme les bassins Manicouagan et des Outaouais (Fig. 3.3), les relations entre les réservoirs sont plus complexes. En été et au début de l'automne, l'eau de la convergence s'additionne à l'eau provenant du réservoir sol pour alimenter le ruissellement. À la fin de l'automne et pendant l'hiver, la convergence alimente principalement le couvert de neige tandis que la décharge du réservoir sol alimente le ruissellement jusqu'à ce que le sol soit gelé.

### **3.1.2.6 Anomalie du ruissellement printanier**

Différents bassins montrent un cycle annuel du ruissellement marqué d'une baisse drastique après le pic de crue printanière. Ce comportement n'est pas représentatif des hydrogrammes observés aux stations hydrométriques du Québec. Le cycle annuel moyen ne permettant pas de détailler les différents flux en cause, différentes années hydrologiques montrant ce phénomène ont été étudiées. L'année hydrologique 1996-1997 a été retenue pour investiguer le phénomène puisqu'elle constitue une année extrême où le ruissellement est nul au début de l'été. La série temporelle des moyennes mensuelles a été investiguée mais ne permet pas de détailler les processus en cause. Elle ne sera donc pas présentée. Les séries temporelles des moyennes journalières permettent de mieux cerner les flux impliqués dans cette anomalie printanière. Comme les caractéristiques des séries temporelles des moyennes mensuelles et journalières seront rediscutées aux sections suivantes, seules quelques séries de moyennes journalières sont présentées et discutées ici.

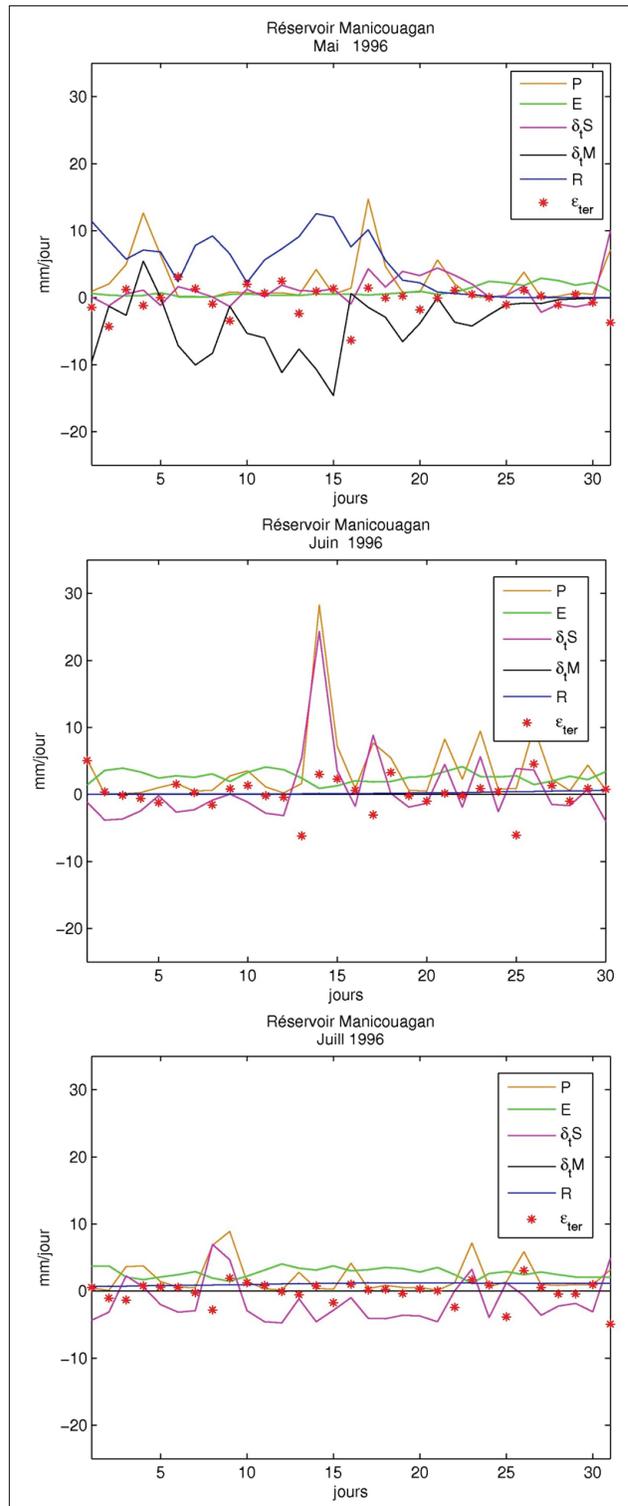


Figure 3.4 Moyennes journalières du bilan terrestre pour le bassin du réservoir Manicouagan 1996-1997

Tel que modélisé par CLASS 2.7, le gel dans le sol empêche l'infiltration ainsi que la percolation. Ainsi en mai, lorsque le sol est encore gelé, l'eau produite par la fonte de la neige alimente directement le ruissellement. La figure 3.4 montre en effet que la forme de la courbe du ruissellement est très similaire (mais de signe inverse) à la courbe de la variation du couvert de neige. Lorsque le sol dégèle et que le contenu en eau commence à varier à la fin mai, la fonte du couvert de neige est déjà complétée.

La variation du contenu en eau du sol coïncide avec le dégel de celui-ci. Le dégel se fait successivement de la première couche de sol à la troisième couche de sol (Fig. 3.5). Le dégel d'une couche débute par la diminution progressive du contenu en eau solide au profit du contenu en eau liquide (fonte de la couche). À un point critique, qui coïncide avec une augmentation de la température du sol, le taux de fonte augmente. S'en suit une vidange de la couche vers la couche inférieure. La première couche se vidange ainsi vers la seconde couche et la seconde vers la troisième couche.

Ces vidanges par le bas libèrent les couches supérieures de leur contenu en eau favorisant l'infiltration des précipitations. En juin, chaque précipitation se traduit par une variation presque équivalente du contenu en eau du sol (Fig. 3.4). La précipitation est entièrement dédiée à la recharge des deux premières couches de sol. Le ruissellement est alors nul. Il ne reprend que lorsque la troisième couche de sol dégage à son tour permettant le ruissellement par drainage. Le dégel de la troisième couche est cependant plus tardif (juillet) que pour les deux premières vu la plus grande inertie thermique de celle-ci.

Puisque le taux d'évaporation est lié à la disponibilité en eau du sol, cette infiltration massive pourrait expliquer le pic d'évaporation hâtif dès juin. Ce haut taux d'évaporation agirait comme un processus de rétroaction positif retardant ainsi la recharge du sol. Pendant ce temps, les précipitations continuent de se traduire par une variation du contenu en eau du réservoir sol. Le ruissellement demeure insensible aux précipitations journalières et semble donc tributaire du drainage de la troisième couche de sol.

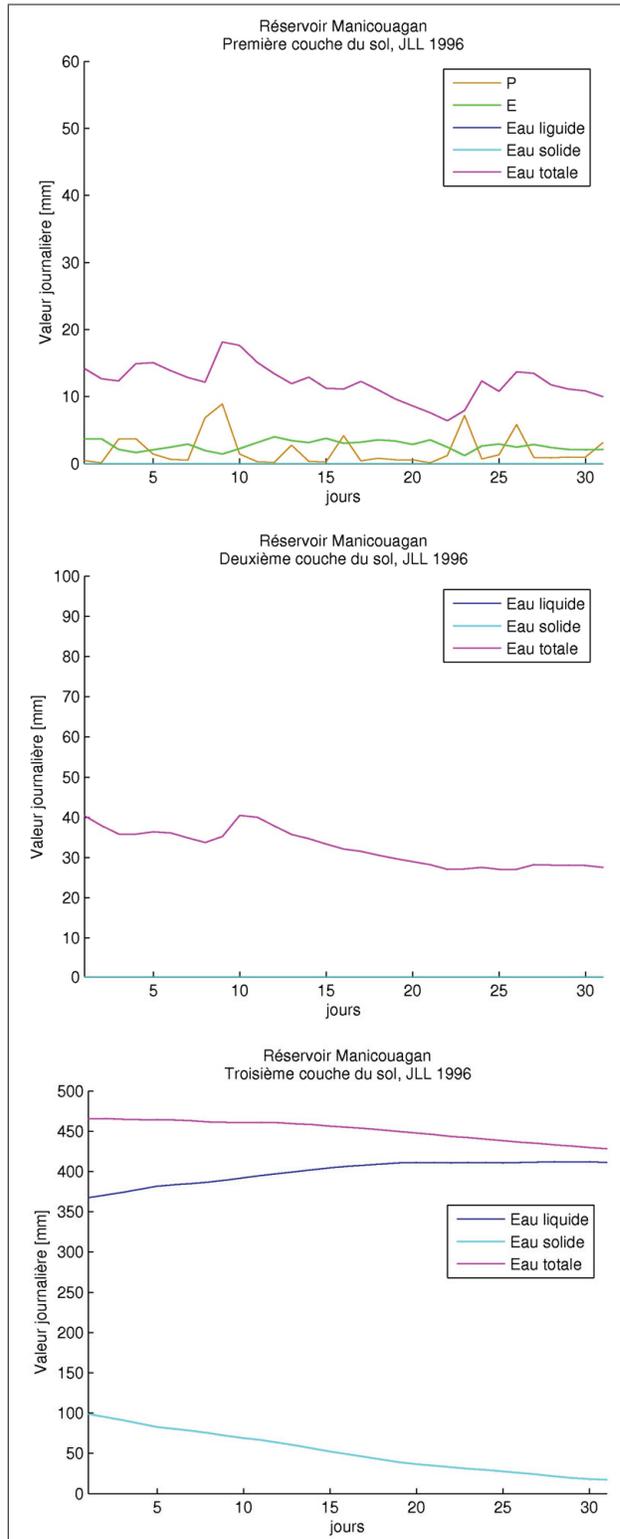


Figure 3.5 Contenu en eau des trois couches de sol mai 1996-1997, Réservoir Manicouagan.  
Eau totale = eau liquide + eau solide

La baisse drastique du ruissellement est donc liée à différents facteurs ; d'abord l'infiltration est impossible lorsque le sol est encore gelé. Il n'y a donc pas de recharge du sol lors de la fonte du couvert de neige. Une fois les deux premières couches de sol dégelées, s'en suit une période de recharge pendant laquelle toute l'eau des précipitations est infiltrée ou évaporée. Le ruissellement ne reprend que lorsque le sol est entièrement dégelé. Un autre aspect du problème réside dans l'infiltration d'une majeure partie de l'eau de précipitation. Le ruissellement en est essentiellement un de drainage puisqu'il reste insensible aux précipitations. Or dans le monde réel, le ruissellement devrait être réactif aux précipitations et le ruissellement par drainage profond ne devrait représenter qu'une faible proportion du ruissellement total. Le ruissellement tel qu'il est représenté par les divers modèles hydrologiques et celui du MRCC demeurent tous des approximations de la réalité. Il est intéressant de rappeler que les ruissellements intermédiaires des premières couches de sol modélisé par différentes fonction de transfert en hydrologie appliquée (Hingray *et al.*, 2009) sont absents dans le MRCC. Ainsi le ruissellement par drainage bien que semblant surévalué dans le MRCC inclut donc aussi ce type de ruissellement des premières couches de sol.

Différentes avenues peuvent être envisagées pour corriger cette chute drastique du ruissellement. Des tests internes dans l'élaboration de la nouvelle version du modèle de sol CLASS 3.5 montrent qu'en permettant l'infiltration et la percolation en sol gelé (et donc dès le début de la fonte), l'eau percole jusqu'à la troisième couche de sol pour finalement alimenter le ruissellement par drainage dès juin. L'apparence des hydrogrammes modélisés s'apparente alors davantage aux hydrogrammes observés. (Anne Frigon 2013, Correspondance personnelle). Cependant cette approche n'est peut-être qu'un artifice puisqu'une grande part du ruissellement est alors attribuable au ruissellement par drainage. Une seconde hypothèse remet en question le choix de la composition du sol du Québec à l'intérieur du MRCC. Presque entièrement composé de sable, le sol permet à l'eau d'être entièrement infiltrée lors du dégel. L'eau des précipitations alimente alors entièrement le réservoir sol ne laissant aucune eau disponible pour le ruissellement de surface en juin. Cette infiltration massive maximise alors l'évaporation et minimise le ruissellement de surface. Une meilleure représentation de la composition du sol

permettrait probablement le ruissellement de surface d'une partie de l'eau, ce qui représenterait mieux les processus observés dans le monde réel.

### 3.1.2.7 Cycle annuel moyen du terme d'erreur

Le cycle annuel moyen du terme d'erreur se définit comme les moyennes climatiques associées à chacun des mois ( $m$ ) de l'année et peut être décrit par l'équation suivante :

$$\epsilon_m^{clim} = X_m^Y = \frac{1}{N_m} \sum_{y=1}^Y \epsilon_{m,y} \cdot n_{m,y} \quad (3.3)$$

Avec la moyenne mensuelle du terme d'erreur  $\epsilon_{m,y}$  du mois  $m$  de l'année  $y$  multiplié par  $n_{m,y}$  le nombre de jours du même mois et  $Y$  le nombre d'années utilisées ( $Y = 40$ ).  $N_m$  représente le nombre de jours total des 40 mois considérés dans la moyenne climatique par mois tel que  $N_m = \sum_{y=1}^Y n_{m,y}$ .

Le cycle annuel de l'erreur totale ainsi que celui de ses composantes atmosphérique et terrestre sont présentés pour les trois bassins choisis à la figure 3.6. Pour les bassins aux Feuilles et Manicouagan, l'erreur totale est principalement attribuable à la branche atmosphérique sauf pendant la période de la fonte du couvert de neige (AMJ) où les composantes de la branche terrestre atteignent leurs valeurs maximales annuelles (Fig. 3.6).

L'erreur atmosphérique est positive pour une majorité de bassin dont les bassins aux Feuilles et Manicouagan (Fig. 3.6). Pour le bassin des Outaouais, elle est négative en juin, juillet et août lorsque la convergence est elle aussi négative (période de divergence, voir cycle annuel moyen, Fig. 3.3). Le signe de l'erreur atmosphérique semble dépendant du signe de la convergence. Les sources de ce terme d'erreur seront discutées au prochain chapitre.

L'ordre du terme d'erreur à l'échelle climatique déclinée mensuellement varie généralement entre 0 et 16% comme l'indiquent les courbes des trois différents bassins à la figure 3.7. La valeur maximale de l'erreur relative est atteinte au printemps pour les bassins Manicouagan et aux Feuilles au moment où l'erreur de la branche terrestre atteint une valeur non négligeable.

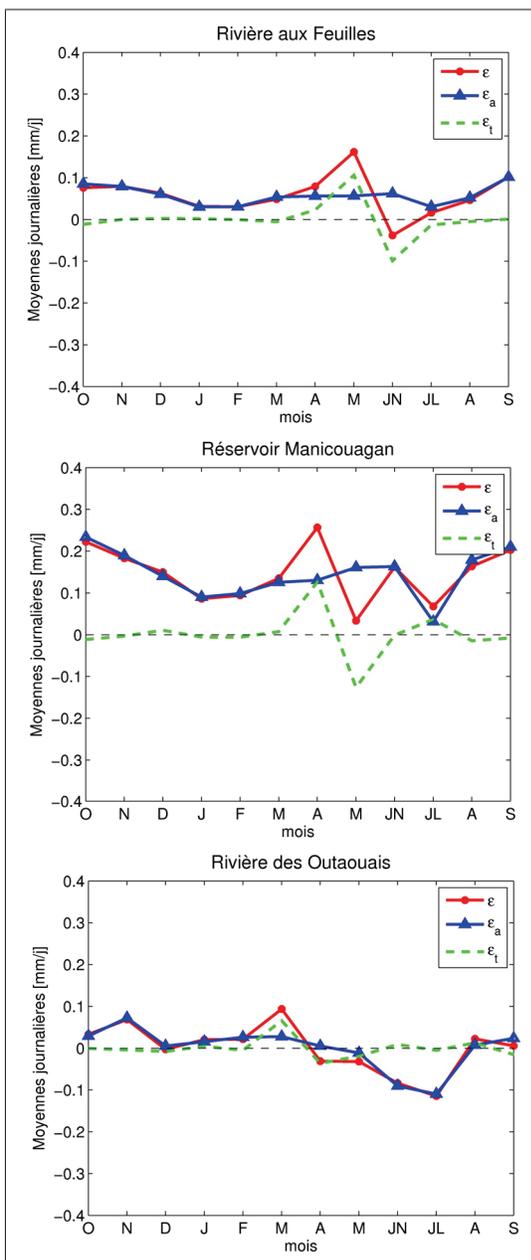


Figure 3.6 Cycle annuel moyen des erreurs totale ( $\epsilon$ ), atmosphérique( $\epsilon_a$ ) et terrestre( $\epsilon_t$ )

À noter que les valeurs absolues des erreurs sont utilisées dans le calcul de l'erreur relative ce qui explique que les valeurs du cycle annuel soient toujours positives.

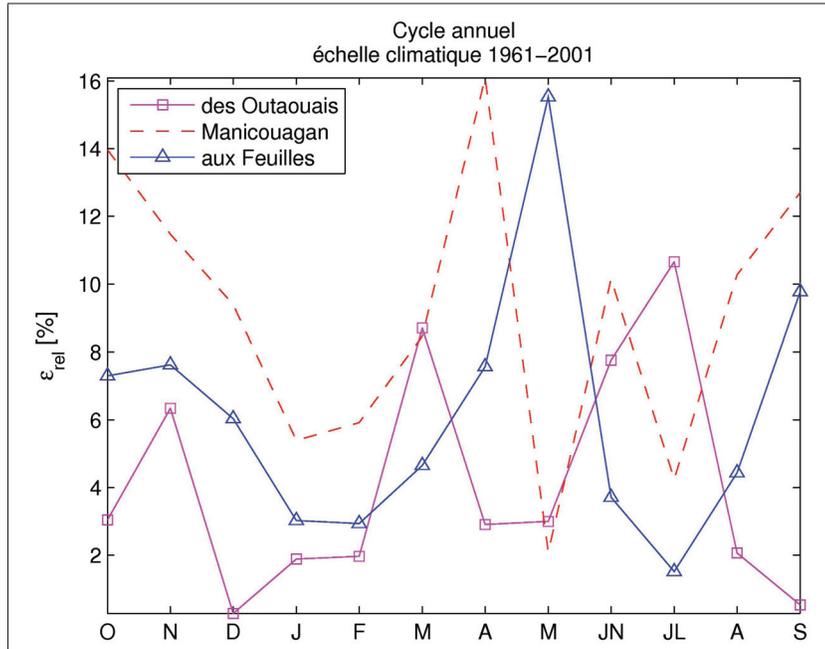


Figure 3.7 Cycle annuel de l'erreur relative

## 3.2 Évolution temporelle

À la différence de la climatologie qui expose les comportements moyens du cycle hydrologique, les séries temporelles renseignent sur la variabilité temporelle (interannuelle, intermensuelle) des composantes du cycle. La présente section présente les composantes du bilan hydrique moyennées aux échelles annuelle, mensuelle et journalière. Ces moyennes composent ce que l'on nomme les séries temporelles. Pour chacune des échelles, l'équation de la moyenne associée est rappelée et les valeurs sont présentées sous forme de moyennes journalières en  $mm/j$ . L'intérêt des séries temporelles est d'évaluer l'influence de la variabilité entre les composantes du cycle. Les comportements particuliers relatifs à chacune des échelles temporelles sont décrits pour les bassins aux Feuilles, Manicouagan et des Outaouais. Cette étude permettra par la suite de ressortir les termes dominants à chacune des échelles temporelles.

### 3.2.1 Échelle annuelle

Les moyennes annuelles ( $X_y^{an}$ ) qui composent les séries temporelles de l'échelle annuelle se définissent par l'équation suivante :

$$X_y^{an} = \frac{1}{N_y} \sum_{m=1}^M (X_{m,y} \cdot n_{m,y}) \quad (3.4)$$

Avec  $N_y$  le nombre de jours dans l'année  $y$  et  $M$  le nombre de mois dans une année ( $M = 12$ ) et  $n_{m,y}$  le nombre de jours dans le mois  $m$  de l'année  $y$ . Les séries temporelles des différentes variables hydrologiques sont présentées à la figure 3.8.

Les précipitations sont supérieures à l'évaporation pour chacun des bassins. Le bassin des Outaouais se démarque des deux autres bassins par de fortes valeurs d'évaporation qui surpassent celles du ruissellement (Fig. 3.8). Pour l'ensemble des bassins, la variabilité du ruissellement est intimement liée à la variabilité des précipitations puisqu'il est tributaire de l'eau rendue disponible par la différence entre les précipitations et l'évaporation. La corrélation entre les séries temporelles des précipitations et le ruissellement est forte pour tous les bassins. Les coefficients de corrélation entre les composantes du bilan hydrique sont présentés aux tableaux 3.4, 3.5 et 3.6. Ils sont de 0.94, 0.93 et 0.82 entre les précipitations et le ruissellement respectivement pour les bassins aux Feuilles, Manicouagan et des Outaouais.

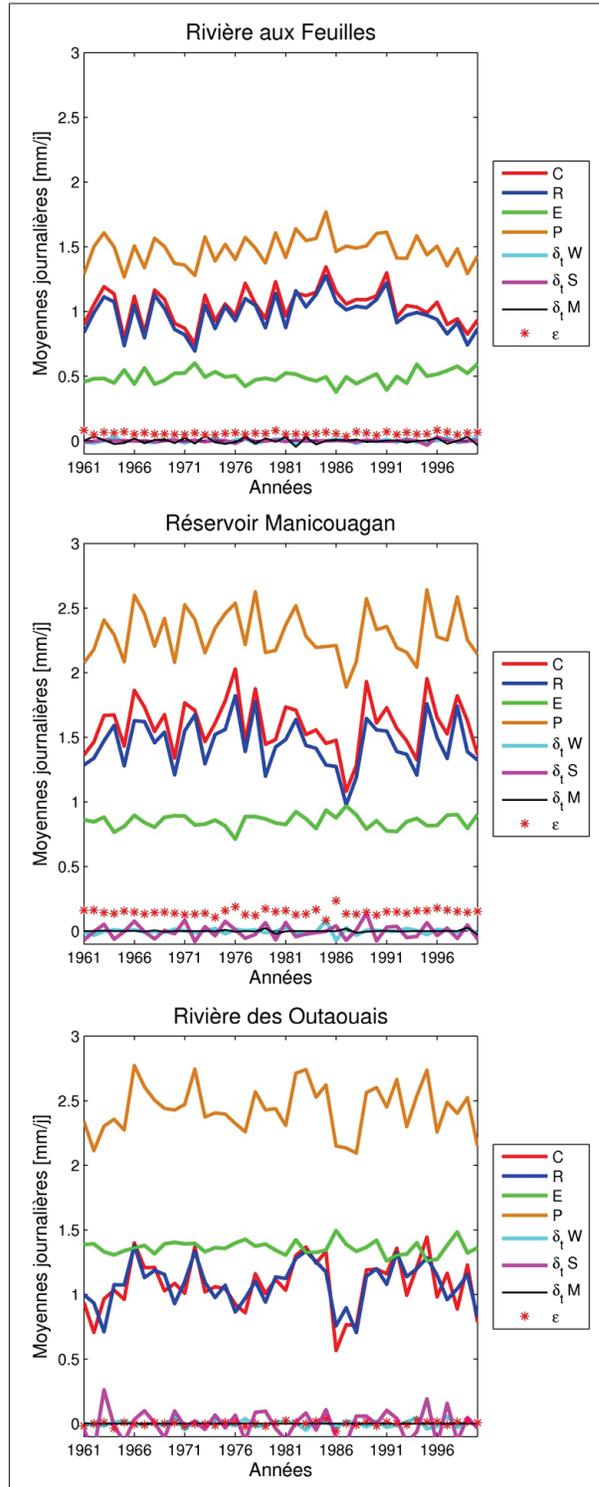


Figure 3.8 Moyennes annuelles des variables du bilan hydrique 1961-2000

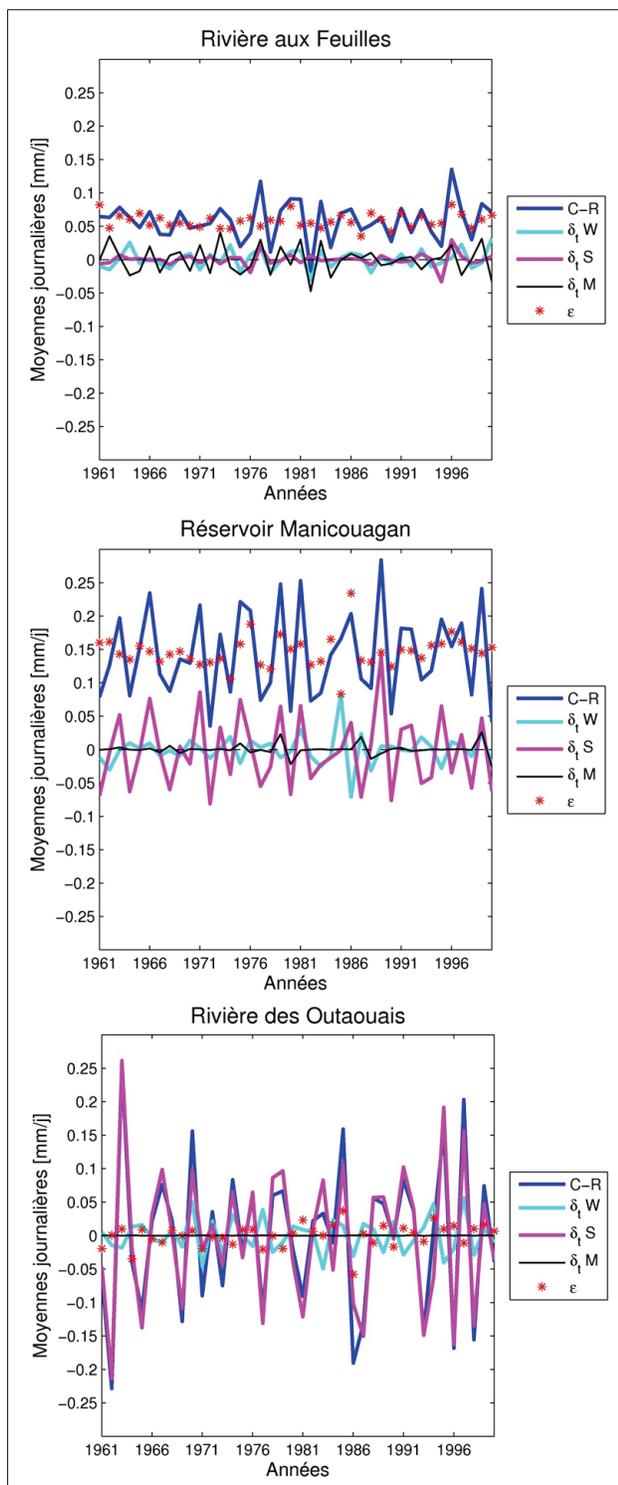


Figure 3.9 Moyennes annuelles des variables secondaires de l'équation du bilan hydrique 1961-2000



La variation des réservoirs terrestres est négligeable par rapport aux précipitations et à l'évaporation. L'importance de la variation du réservoir sol dans le cycle hydrologique à l'échelle annuelle varie en fonction de la profondeur du réservoir. La variation du réservoir sol est négligeable vis-à-vis les autres composantes pour le bassin aux Feuilles mais ce n'est pas le cas pour les bassins Manicouagan et des Outaouais. N'ayant pas de couvert de neige permanent au Québec, les valeurs non-nulles de variation du couvert de neige, visibles pour les bassins versant aux feuilles et Manicouagan (Fig. 3.9), sont attribuables au choix de l'année hydrologique. L'année hydrologique étant définie d'octobre à septembre, une accumulation de neige en septembre engendre une variation positive du couvert de neige si le couvert de neige était nul en octobre de cette même année.

Puisque la variation de l'eau précipitable est négligeable à cette échelle temporelle, la convergence est approximativement égale à la précipitation diminuée de l'évaporation (Fig. 3.8). En conséquence, la série temporelle de la convergence suit de très près celle du ruissellement et lui est fortement corrélée (Tab.3.4 à 3.6). Les coefficients de corrélation entre la convergence et le ruissellement sont 0.98 pour le bassin aux Feuilles, 0.94 pour le bassin Manicouagan et de 0.84 pour le bassin des Outaouais. Ces corrélations sont similaires et légèrement supérieures aux coefficients retrouvés entre les précipitations et le ruissellement. C'est qu'en plus de tenir compte de la variabilité de la précipitation (corrélation forte entre la convergence et la précipitation, tableaux 3.4 à 3.6), la convergence apporte aussi une information supplémentaire, celle sur l'évaporation. Cette information supplémentaire pourrait expliquer que la corrélation soit légèrement supérieure.

La variation du réservoir sol bien que de faible amplitude influence le ruissellement (Fig. 3.9). Les années de recharge ( $\partial_t S$ ) la quantité de ruissellement s'éloigne de la quantité de convergence et inversement pour les années de décharge. Pour le bassin de la zone 1, bassin aux Feuilles, la différence entre la convergence et le ruissellement ( $\{C - R\}$ ) est attribuable à la variation du couvert de neige ainsi qu'au biais systématique induit par l'erreur. Pour les bassins Manicouagan et des Outaouais des zones 2 et 3, cette différence  $\{C - R\}$  est en plus liée de près à la variation du réservoir sol. Les séries  $\{C - R\}$  et  $\partial_t S$  sont fortement corrélées (tab. 3.5

et 3.6). La différence entre le ruissellement et la convergence dépend donc du terme d'erreur et est modulé par la variation du contenu en eau du sol.

Le terme d'erreur est toujours positif pour les bassins aux Feuilles et Manicouagan tandis qu'elle varie autour de zéro pour le bassin des Outaouais. L'erreur à l'échelle annuelle provient principalement de la branche atmosphérique. L'erreur de la branche terrestre est d'au moins un ordre de grandeur inférieur ( $10^{-2}$  mm/j) à l'erreur totale ( $10^{-1}$  mm/j).

L'erreur relative à l'échelle annuelle est du même ordre de grandeur que l'erreur à l'échelle climatique (fig. 3.10). À noter que l'erreur du bassin des Outaouais demeure faible mais non nulle variant entre 0 et 4% par rapport aux composantes principales.

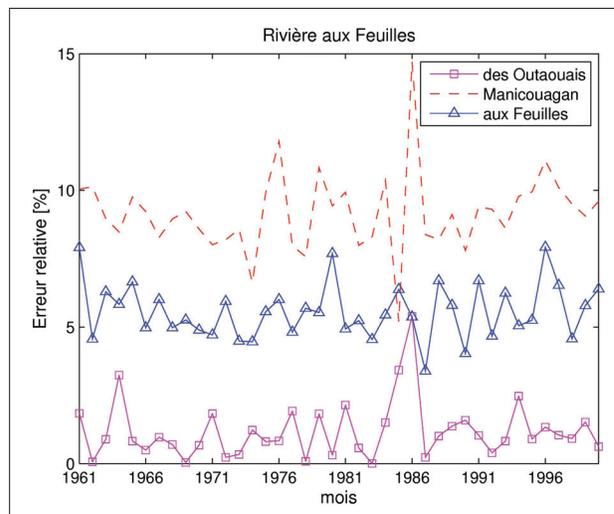


Figure 3.10 Erreur relative du bilan hydrique à l'échelle annuelle 1961-2000

### 3.2.2 Échelle mensuelle

Les séries temporelles des moyennes mensuelles des composantes du cycle hydrologique mettent en évidence la variabilité interannuelle de chacune d'elles. Les différentes composantes du bilan hydrique ont été étudiées et leur variabilité interannuelle a été évaluée. Les échanges d'eau entre les réservoirs et l'importance des flux décrits par le cycle annuel moyen à la section 3.1.2 sont observés et confirmés par l'observation des séries temporelles à l'échelle mensuelle. La figure 3.11 présente un extrait de ces séries, pour les mois d'octobre 1997 à septembre 1998. Bien qu'aucune information supplémentaire concernant les flux entre les réservoirs n'aient pu être tirée de cette étude, l'observation des séries à l'échelle mensuelle permet de relever les correspondances et corrélations entre les composantes du bilan hydrique.

À l'échelle mensuelle, la corrélation entre la convergence et les précipitations demeure élevée pour tous les bassins. Cependant, les coefficients de corrélation entre la convergence et le ruissellement diminuent par rapport aux corrélations enregistrées à l'échelle annuelle. Les coefficients de corrélation sont présentés aux tableaux 3.7 à 3.9 et sont calculés à partir des séries complètes d'octobre 1961 à septembre 2001. Cette diminution des coefficients de corrélation entre la convergence et le ruissellement s'explique par l'importance de l'eau transitant par les réservoirs terrestres à l'échelle mensuelle (Éq. 2.2). Le plus fort coefficient de corrélation est obtenu entre les séries du ruissellement et de la variation du couvert de neige. Ce fort coefficient est attribuable à la correspondance entre la fonte du couvert de neige et le ruissellement printanier (Fig.3.11).

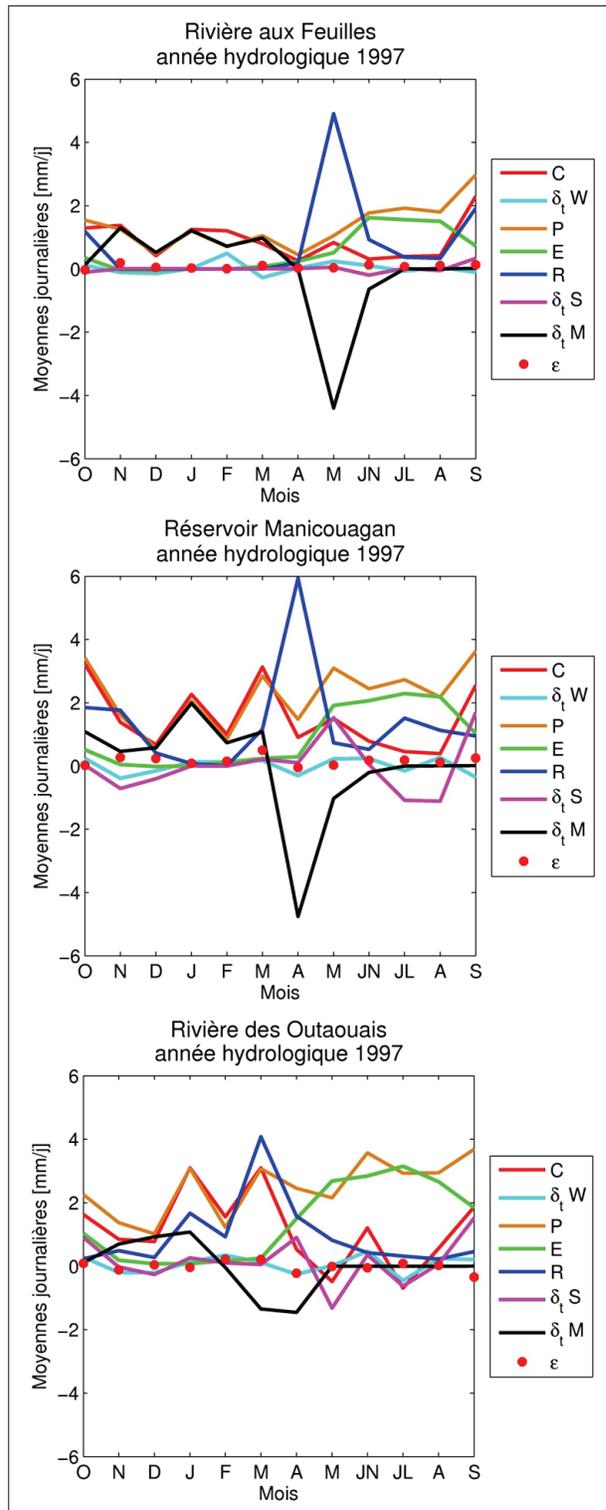


Figure 3.11 Moyennes mensuelles des composantes du bilan hydrique 1997

Tableau 3.7 Coefficient de corrélation entre les moyennes mensuelles des composantes du bilan hydrique pour le bassin aux Feuilles

	<b>C</b>	$\delta_t \mathbf{W}$	<b>P</b>	<b>E</b>	<b>R</b>	$\delta_t \mathbf{S}$	$\delta_t \mathbf{M}$	$\epsilon$
<b>C</b>	1.00	0.25	0.92	-0.51	0.40	0.38	0.15	0.10
$\delta_t \mathbf{W}$	-	1.00	-0.04	0.00	-0.04	0.04	0.02	-0.24
<b>P</b>	-	-	1.00	-0.30	0.34	0.33	0.24	0.04
<b>E</b>	-	-	-	1.00	-0.55	-0.32	0.32	-0.07
<b>R</b>	-	-	-	-	1.00	0.10	-0.81	-0.16
$\delta_t \mathbf{S}$	-	-	-	-	-	1.00	-0.05	0.07
$\delta_t \mathbf{M}$	-	-	-	-	-	-	1.00	0.16
$\epsilon$	-	-	-	-	-	-	-	1.00

Tableau 3.8 Coefficient de corrélation entre les moyennes mensuelles des composantes du bilan hydrique pour le bassin Manicouagan

	<b>C</b>	$\delta_t \mathbf{W}$	<b>P</b>	<b>E</b>	<b>R</b>	$\delta_t \mathbf{S}$	$\delta_t \mathbf{M}$	$\epsilon$
<b>C</b>	1.00	0.24	0.92	-0.41	0.20	0.45	0.22	0.05
$\delta_t \mathbf{W}$	-	1.00	-0.03	-0.00	-0.07	0.00	0.10	-0.45
<b>P</b>	-	-	1.00	-0.17	0.18	0.38	0.32	0.02
<b>E</b>	-	-	-	1.00	-0.27	-0.42	0.32	-0.12
<b>R</b>	-	-	-	-	1.00	-0.32	-0.60	0.05
$\delta_t \mathbf{S}$	-	-	-	-	-	1.00	-0.17	0.08
$\delta_t \mathbf{M}$	-	-	-	-	-	-	1.00	-0.13
$\epsilon$	-	-	-	-	-	-	-	1.00

Tableau 3.9 Coefficient de corrélation entre les moyennes mensuelles des composantes du bilan hydrique pour le bassin des Outaouais

	<b>C</b>	$\delta_t \mathbf{W}$	<b>P</b>	<b>E</b>	<b>R</b>	$\delta_t \mathbf{S}$	$\delta_t \mathbf{M}$	$\epsilon$
<b>C</b>	1.00	0.31	0.87	-0.37	0.34	0.68	0.07	0.17
$\delta_t \mathbf{W}$	-	1.00	-0.07	0.01	0.01	-0.01	-0.03	-0.24
<b>P</b>	-	-	1.00	-0.15	0.28	0.69	0.18	0.06
<b>E</b>	-	-	-	1.00	-0.37	-0.36	0.31	-0.15
<b>R</b>	-	-	-	-	1.00	0.01	-0.76	0.10
$\delta_t \mathbf{S}$	-	-	-	-	-	1.00	-0.02	0.01
$\delta_t \mathbf{M}$	-	-	-	-	-	-	1.00	-0.06
$\epsilon$	-	-	-	-	-	-	-	1.00

À noter qu'il semble y avoir une forte correspondance entre la convergence du flux de vapeur d'eau et la variation du couvert de neige pour les bassins aux Feuilles et Manicouagan

(Fig.3.11) en période hivernale. En effet, une très faible évaporation fait en sorte que la convergence est presque équivalente aux précipitations solides. Cette correspondance ne se reflète cependant pas dans les coefficients de corrélation des tableaux 3.7 et 3.8. En distinguant les mois d'hiver, de novembre à mars seulement, on obtient un coefficient de corrélation, calculé pour ces cinq mois uniquement pour les 40 années, nettement plus élevé : 0,96 pour le bassin aux Feuilles et 0,89 pour le bassin Manicouagan. Étant plus au sud, les températures hivernales plus élevées du bassin des Outaouais font en sorte que les précipitations ne sont pas uniquement solides. Le coefficient de corrélation entre la convergence et la variation du manteau neigeux est donc beaucoup moins élevé pour le bassin des Outaouais (0,04).

Les séries temporelles du terme d'erreur ainsi que ses composantes à l'échelle mensuelle sont présentées à la figure 3.12 (années hydrologique 1996-2000). Elles mettent en évidence des comportements de l'erreur qui jusqu'ici invisible à travers l'étude du cycle annuel moyen. D'abord, la composante terrestre ( $\epsilon_t$ ) du terme d'erreur prend de l'importance vis-à-vis la composante atmosphérique ( $\epsilon_a$ ). Centrée autour de zéro pour tous les bassins (Fig. 3.12), la composante terrestre semble liée en partie au réservoir sol puisqu'elle est plus faible pour le bassin aux Feuilles (zone 1 - faible profondeur du sol) que pour les deux autres bassins. L'erreur liée à la branche atmosphérique est généralement positive pour les bassins aux Feuilles et Manicouagan et centrée autour de zéro pour le bassin des Outaouais (Fig. 3.12).

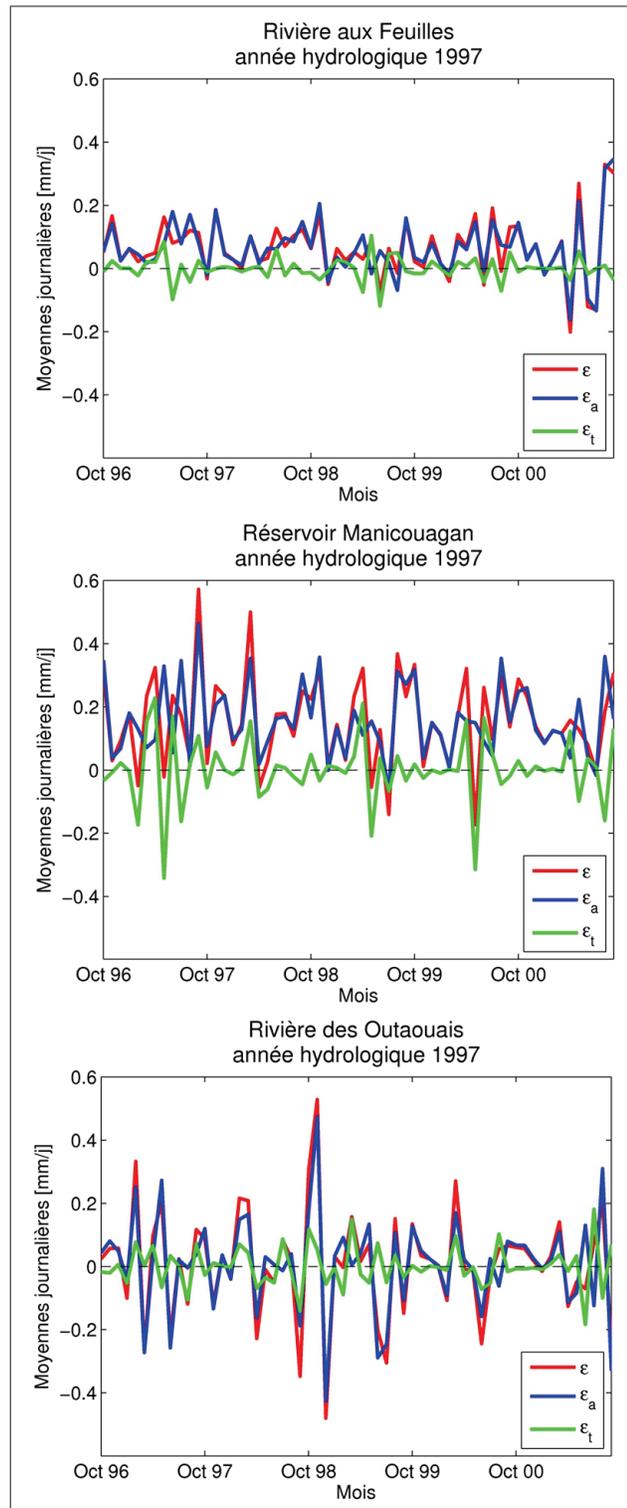


Figure 3.12 Moyennes mensuelles des composantes du terme d'erreur du bilan hydrique 1996-2000

La moyenne des valeurs absolues du terme d'erreur ( $\overline{|\epsilon_m|}$ ) pour chacun des mois ( $m$ ) entre octobre 1961 et septembre 2001 permet de mieux cerner la grandeur du terme d'erreur tout au long de l'année sans que les termes positifs et négatifs des séries temporelles du terme d'erreur ne se compensent entre eux. Les moyennes se définissent d'après l'équation 3.5 :

$$\overline{|\epsilon_m|} = \frac{1}{Y} \sum_{y=1}^Y |\epsilon_{m,y}| \quad (3.5)$$

où  $\epsilon_{m,y}$  est calculé de façon résiduelle d'après l'équation 2.4 à partir des moyennes mensuelles fournies.  $Y$  représente le nombre d'année (40) et  $m$  l'un des 12 mois de l'année.

La principale nouveauté de l'échelle mensuelle est l'observation de très fortes valeurs du terme d'erreur pour tous les bassins  $y$  compris le bassin des Outaouais (Fig. 3.12). L'erreur relative pouvant atteindre plus de 30% à certaines période de l'année. Ces fortes valeurs sont étonnantes d'autant plus qu'elles sont observées pour l'ensemble des bassins  $y$  compris ceux de la zone 3 dont le bassin des Outaouais (Fig. 3.12 ). Le cycle annuel moyen de l'erreur en valeur absolue montre que les valeurs des erreurs sont similaires pour les trois bassins avec un maximum d'erreur atteint en avril pour le bassin Manicouagan (Fig. 3.13). Ainsi les valeurs des séries temporelles du terme d'erreur pour les bassins de la zone 3 ne semblent pas inférieures à celles des autres bassins mais simplement centrées autour de zéro, ce qui explique que le terme d'erreur était minimisé aux échelles climatique et annuelle (Fig. 3.2 et 3.10).

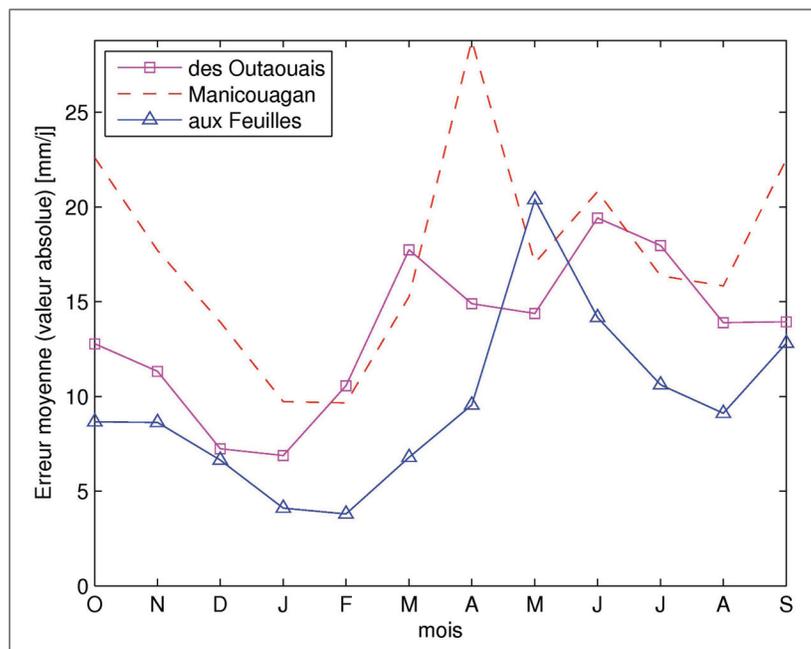


Figure 3.13 Cycle annuel de l'erreur en valeur absolue

### 3.2.3 Échelle journalière

Les moyennes journalières des composantes du bilan hydrique sont présentées à titre indicatif pour un seul des bassins, le bassin Manicouagan, à la figure 3.14. Le terme d'erreur est du même ordre de grandeur que l'ensemble des autres termes du bilan hydrique ce qui brouille toute forme d'analyse à partir des composantes du bilan hydrique. Malgré tout, le comportement général des variables respecte la physique des échanges.

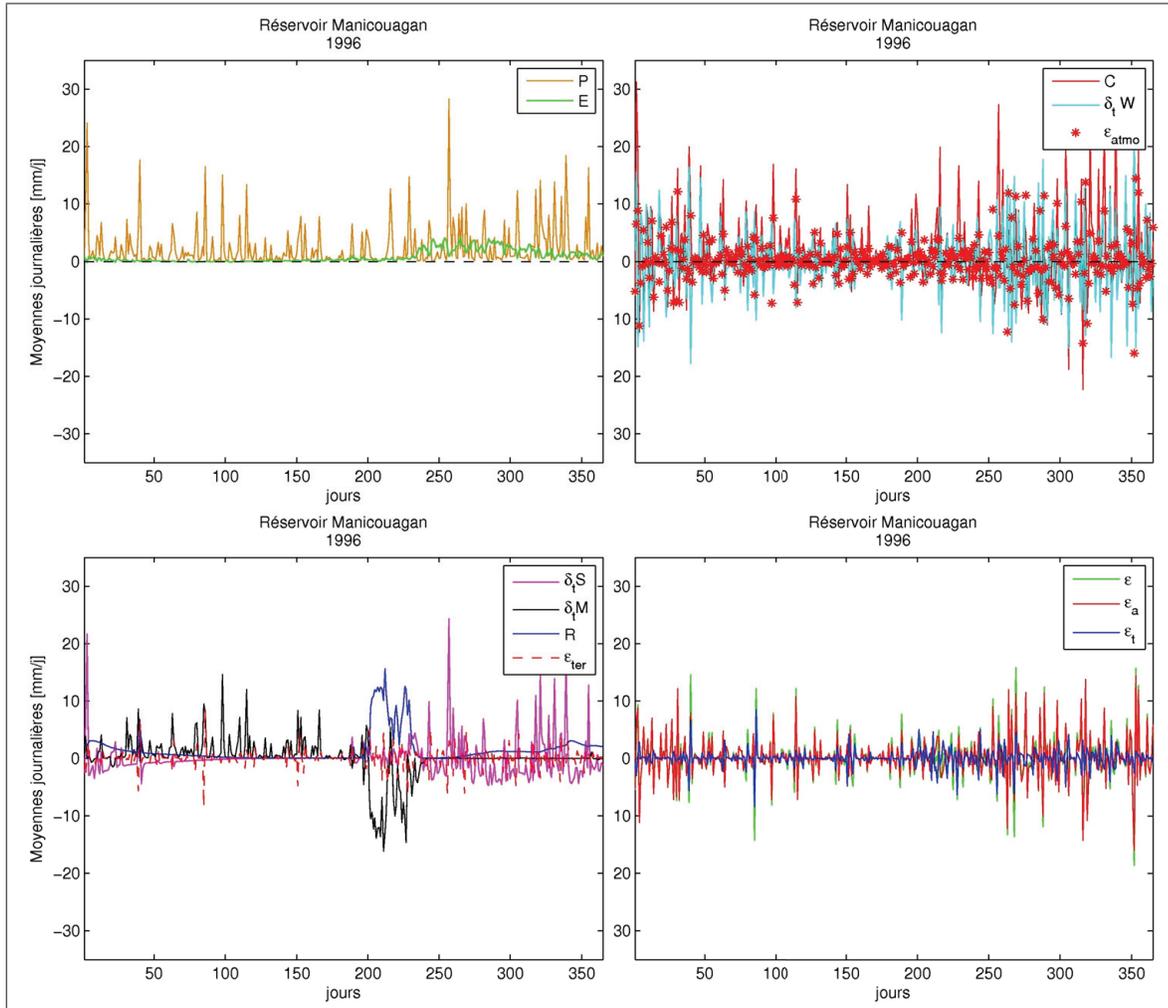


Figure 3.14 Moyennes journalières des composantes du bilan hydrique pour l'année hydrologique 1996

Les courbes des composantes de la branche terrestre confirment que le ruissellement est très peu sensible aux précipitations mais que le réservoir sol et le couvert de neige ( Fig.3.14) y sont particulièrement sensibles. Il est à noter qu'à l'échelle journalière, la variation du réservoir atmosphérique n'apparaît pas négligeable comparée aux termes autres termes du bilan comme la convergence du flux de vapeur d'eau.

La méthode des moyennes mobiles est un outil statistique utilisé sur les séries temporelles afin de supprimer les fluctuations et faire ressortir leur comportement moyen. Elle est dite mobile puisqu'elle est recalculée à chaque pas de temps, en remplaçant la plus ancienne donnée par

une nouvelle donnée. L'étendue de la moyenne mobile est donc fixe et prédéterminée. Ainsi pour une année donnée, une moyenne mobile peut être appliquée sur les séries temporelles de l'erreur. Le terme d'erreur calculé à partir des moyennes du bilan est ensuite moyenné pour les 40 années de données journalière, donnant l'erreur moyenne associée à l'étendue déterminée. Cet exercice peut être répété pour différentes étendues et permet d'évaluer l'ordre de l'erreur en fonction de l'étendue de la moyenne.

Les moyennes mobiles appliquées sur les valeurs journalières des années hydrologiques 1961 à 2000 sont des moyennes mobiles centrées pour des étendues variant entre 1 et 61 jours. Pour simplifier l'exercice, seules les étendues d'un nombre impair de jours sont utilisées (1,3,5...61).

$$X_{j,D} = \frac{1}{D} \sum_{n=j-(D-1)/2}^{j+(D-1)/2} x_n \quad (3.6)$$

où  $j$  est la journée autour de laquelle est appliquée la moyenne mobile,  $D$  l'étendue en jours, et  $x_n$  la moyenne journalière au jour  $n$ . Afin d'étudier la norme de l'erreur, la moyenne de l'erreur associée à chacune des étendues est calculée à partir des valeurs absolues des erreurs. Pour ce faire, les valeurs retenues sont choisies telles que leur étendue ne se superposent pas.

$$\overline{X}_D = \frac{1}{N} \sum_{n=(D-1)/2}^{N \bmod(D)-(D-1)/2} |X_{n,D}| \quad (3.7)$$

avec  $||$  symbole des valeurs absolues et  $N$  le nombre de jours total considérés pour la moyenne.

Le graphique obtenu (Fig. 3.15) montre que la valeur du terme d'erreur diminue rapidement pour les étendues de 1 à 10 jours. L'erreur se stabilise véritablement autour de 20 jours et il semble que l'erreur ne diminue plus au delà d'une étendue de 30 jours pour les trois bassins étudiés. L'erreur du bassin Manicouagan demeure plus élevée que pour les deux autres bassins.

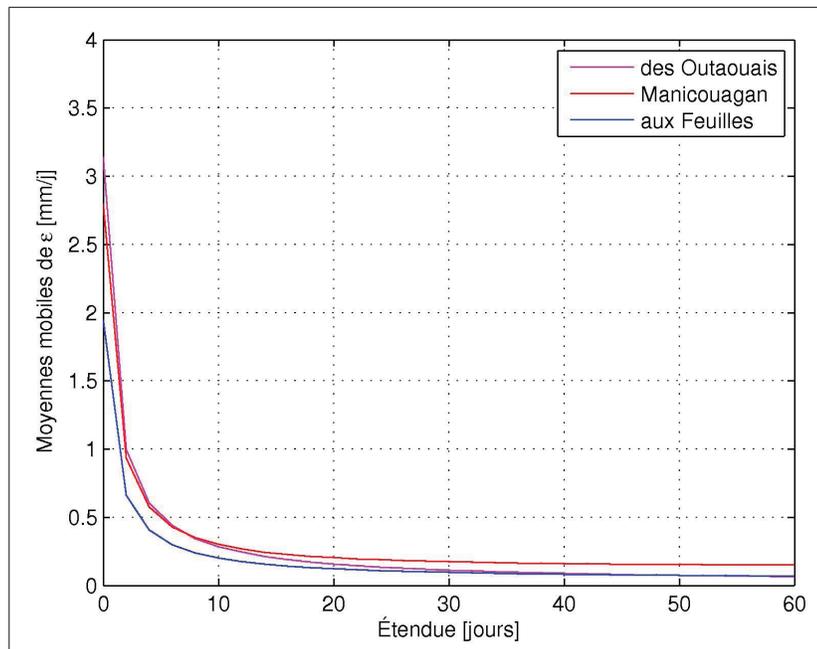


Figure 3.15 Moyenne de l'erreur dans le bilan hydrique en fonction de l'étendue des moyennes mobiles 1961-2000

## CHAPITRE 4

### ANALYSE ET DISCUSSION

Les flux entre les réservoirs atmosphérique et terrestres ont été étudiés à l'échelle spatiale du bassin versant et à différentes échelles temporelles. Dans un premier temps, l'erreur de fermeture du bilan hydrique à l'échelle climatique est analysée et comparée à celles obtenues par des études similaires antérieures. Cette erreur à grande échelle temporelle est attribuable principalement au calcul de la convergence, cette question fait l'objet de la section suivante. Sont ensuite abordées les échelles temporelles annuelle, mensuelle et journalière. À chacune de ces échelles, une formulation du bilan hydrique ne contenant que les termes dominants est proposée. L'augmentation de l'erreur d'une échelle à l'autre et les explications potentielles sont le sujet de la dernière section.

#### 4.1 Non-fermeture du bilan hydrique à l'échelle climatique

Pour de longues périodes de temps, le ruissellement devrait être égal à la convergence du flux de vapeur d'eau. Ce n'est pourtant pas ce qui est observé pour l'ensemble des 21 bassins versants du Québec (Tableau 4.1). D'après les résultats obtenus, la différence entre la convergence et le ruissellement ( $\overline{C - R}$ ) n'est pas le résultat d'un stockage d'eau dans l'un des réservoirs terrestres ou atmosphérique. Cette différence est donc approximativement égale à l'erreur de fermeture du bilan hydrique. Tel que définie par l'équation 2.12, l'erreur relative varie entre 0 et 10% pour les 21 bassins versants étudiés.

Comme le soulèvent Seneviratne *et al.* (2004), la non-fermeture du bilan hydrique est un problème récurrent des études portant sur le bilan d'eau atmosphérique et terrestre. En général, ces études comparent la convergence calculée à partir de réanalyses ou de radiosondes et le ruissellement observé en station hydrométrique. Cette relation,  $\overline{\{C = R\}}$ , est utilisée comme condition d'utilisation de leur ensemble de données pour des périodes d'études variant entre 2 et 10 ans. L'erreur est principalement attribuée au calcul de la convergence puisque le ruissellement est considéré comme fiable (Gutowski *et al.*, 1997; Seneviratne *et al.*, 2004). Pourtant

l'évaluation du ruissellement est une mesure imparfaite puisqu'elle repose généralement sur l'observation du débit à l'exutoire des bassins. Ces mesures peuvent être biaisées de plusieurs façons : 1) L'établissement des courbes de tarage (relation hauteur d'eau - débit) faite à partir de quelques points seulement rend hasardeuse l'interpolation ou l'extrapolation aux autres valeurs de débit. 2) La prise de mesure n'étant pas faite en continu peut occulter certains pics ou creux dans le débit. 3) Finalement, les mesures de débits ne prennent pas en compte le ruissellement souterrain (Roads *et al.*, 1994; Lawford *et al.*, 2004) ce qui pour de trop faible période de temps pourrait biaiser l'estimé. La non-fermeture du bilan hydrique s'explique alors à la fois par les erreurs liées aux réanalyses (insuffisance spatiale et temporelle de l'échantillonnage, erreurs dans la prise de mesure, erreurs liées au schéma numérique) et celles liées à la mesure du ruissellement.

Il est généralement admis que l'erreur est minimisée pour de grands bassins parce que les biais régionaux positifs et négatifs liés au calcul de la convergence se compensent entre eux (Rasmusson, 1968; Seneviratne *et al.*, 2004). En ce sens, des études antérieures (Rasmusson, 1968; Seneviratne *et al.*, 2004) ont souligné l'importance d'une taille minimale à respecter dans la sélection des bassins lorsqu'est utilisé le bilan hydrique (voir chapitre 1). Cette taille est identifiée comme la superficie en deçà de laquelle la convergence devient un estimé capricieux (*erratic*) de  $\{P - E\}$  (Seneviratne *et al.*, 2004). Cette superficie critique est évaluée à  $2 \times 10^6$  km<sup>2</sup> dans le cas d'études faites à partir de données de radiosonde (Rasmusson 1968) et à  $2 \times 10^5$  km<sup>2</sup> à partir de réanalyses (Seneviratne *et al.*, 2004; Yeh *et al.*, 1998). L'erreur dans le bilan hydrique acceptable est généralement de l'ordre de  $1 \times 10^{-1}$  mm/j (Seneviratne *et al.*, 2004).

En comparaison avec ces précédentes études, l'erreur dans le bilan hydrique obtenue avec l'utilisation du MRCC est comparable et souvent inférieure aux erreurs obtenues à partir de réanalyses, et ce, pour de plus petits bassins (Tableau 4.1). Ayant un plus grand échantillon de bassins versants de différentes tailles que ceux des précédentes études répertoriées, l'hypothèse d'un lien entre la superficie des bassins et leur erreur de fermeture de bilan a été testée. Aucune relation claire n'est observée entre la superficie et l'erreur de bilan hydrique des 21 bassins

étudiés pour la période 1961-2000 (Fig. 4.1). Bien que deux bassins de grande taille (le bassin des Outaouais et le bassin de la Grande Rivière) se démarquent par de très faibles erreurs, plusieurs autres petits bassins, dont Bell, Waswanipi et Saint-Maurice de même que Grande rivière à la baleine, Romaine et Lac-St-Jean, montrent eux aussi de faibles erreurs (Fig. 4.1 et tableau 4.1).

Tableau 4.1 Moyennes climatiques (1961-2000) des composantes du bilan hydrique (mm/j) ainsi que la superficie (km<sup>2</sup>) de chacun des 21 bassins du Québec étudiés

Bassins	$\bar{C}$	$\bar{R}$	$\overline{\delta_t W}$	$\overline{\delta_t S}$	$\bar{\epsilon}$	Superficie
<b>Zone 1</b>						
Rivière aux Feuilles (FEU)	1.0382	0.9754	-0.0003	-0.0003	0.0584	41743
Rivière aux Mélèzes (MEL)	1.1657	1.0956	-0.0003	-0.0004	0.0643	40324
Réservoir Caniapiscou (PYR)	1.3957	1.3514	-0.0003	-0.0003	0.0374	37326
Rivière à la Baleine (BAL)	1.2863	1.2185	0.0004	-0.0004	0.0612	29680
Rivière Arnaud (ARN)	0.9981	0.8955	0.0000	-0.0002	0.1027	26649
<b>Zone 2</b>						
Complexe La Grande Rivière+CAN (LGR)	1.4180	1.3921	-0.0003	0.0002	0.0199	176803
Complexe Bersimis-Outardes-Manic (BOM)	1.4506	1.4026	-0.0002	-0.0006	0.0431	87031
Lac Saint-Jean (SAG)	1.5003	1.4750	0.0002	0.0002	0.0230	72304
Réservoir Chutes Churchill (CHU)	1.4693	1.3952	0.0001	-0.0015	0.0671	69179
Rivière Caniapiscou (CAN)	1.2625	1.2056	0.0000	-0.0004	0.0504	48089
Rivière Rupert (RUP)	1.5111	1.4512	-0.0002	0.0018	0.0575	40886
Grande Rivière de la Baleine (BAL)	1.2809	1.2632	-0.0005	-0.0008	0.0120	34081
Réservoir Manicouagan (MAN)	1.5951	1.4445	-0.0004	-0.0008	0.1460	29173
Rivière George (GEO)	1.4489	1.3328	0.0006	-0.0006	0.1092	23991
Rivière Moisie (MOI)	1.5856	1.4495	-0.0002	-0.0023	0.1308	18992
Rivière Natashquan (NAT)	1.7505	1.6452	0.0003	-0.0008	0.0966	15381
Rivière Romaine (ROM)	1.6495	1.6170	-0.0000	-0.0006	0.0241	13137
<b>Zone 3</b>						
Rivière des Outaouais (RDO)	1.0820	1.0808	0.0009	0.0002	-0.0005	142680
Rivière Saint-Maurice (STM)	1.3540	1.3516	0.0009	-0.0001	0.0013	42657
Rivière Waswanipi (WAS)	1.2765	1.2800	0.0003	0.0005	-0.0037	31533
Rivière Bell (BEL)	1.2996	1.2902	0.0004	-0.0008	0.0102	22134

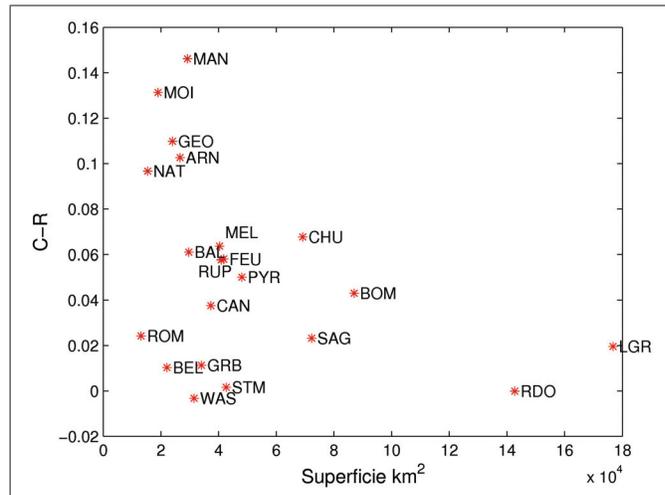


Figure 4.1 Erreur de fermeture du bilan hydrique à l'échelle climatique en fonction de la superficie du bassin pour les 21 bassins du Québec étudiés

À la connaissance de l'auteur de ce mémoire, aucune étude antérieure ne s'est attardée à fixer une superficie minimale de bassin à utiliser dans le cas d'une étude faite à partir d'un modèle régional de climat. Les présents résultats indiquent que la taille critique peut être abaissée à  $1 \times 10^4 \text{ km}^2$  dans le cas d'un modèle régional de climat. Aucune relation entre la superficie des bassins et la grandeur de l'erreur n'a cependant pu être mise en évidence. Il est possible que les 21 bassins étudiés aient tous (ou en partie) une superficie qui se situerait en dessous d'une certaine taille critique qui limiterait l'analyse de l'erreur en fonction de la superficie. De plus, les 21 bassins versants proviennent tous de la région du Québec, ce qui constitue une limite de cet échantillon.

Les travaux effectués par Music et Caya (2009) à partir d'une simulation différente du MRCC (version antérieure 4.0, CLASS 2.7, domaine AMNO) permettent de comparer les présents résultats aux erreurs obtenues pour des bassins de plus grande taille ayant trois climats bien différents. Les bassins étudiés, leur superficie et l'erreur calculée sont présentés au tableau 4.2 sous l'appellation M09. Malgré leur grande superficie et leur climat régional différent, les bassins Mackenzie et Saint-Laurent présentent des erreurs de fermeture du bilan hydrique du même ordre de grandeur que celles observées pour les 21 bassins du Québec. L'hypothèse

d'une relation évidente entre la superficie des bassins et leur erreur de bilan hydrique n'est donc pas vérifiée avec l'ensemble de bassins disponible.

Tableau 4.2 Moyennes long-termes (mm/j) pour quatre bassins versants présentés par Seneviratne *et al.* 2004 (S04) et Music et Caya 2009 (M09)

Données utilisées	Bassins	$\bar{C}$	$\bar{R}$	$\bar{C} - \bar{R} \approx \bar{\epsilon}$	Superficie ( $km^2$ )
ERA-40 (1987-1996) (S04)	Illinois	0.69	0.79	-0.11	203 549
MRCC 4.0 (1988-1997) (M09)	Mississippi	0.33	0.33	0	2 868 8901
MRCC 4.0 (1988-1997) (M09)	Mackenzie	0.64	0.60	0.04	774 000
MRCC 4.0 (1988-1997) (M09)	St-Laurent	1.00	0.95	0.05	1 680 000

Parmi les 6 bassins versants ayant les plus faibles erreurs, quatre d'entre eux font partie des bassins de la zone 3. Le chapitre précédent a permis de mettre en évidence la climatologie distincte des quatre bassins de cette zone. Les faibles erreurs calculées pour les quatre bassins de la zone 3 suggèrent l'existence d'un lien entre l'erreur dans le bilan hydrique et le climat régional. Connaissant une très forte évaporation en période estivale (voir section 3.1.2), ces bassins sont plus susceptibles de connaître des épisodes de divergence (convergence négative) que les autres bassins du Québec. Or comme l'erreur a tendance à être du même signe que la convergence (section 3.1.2), il est possible que l'erreur de ces bassins soit minimisée par une compensation entre les erreurs positives et négatives. À noter aussi que des trois bassins étudiés par Music et Caya (2009), le bassin du Mississippi connaît la plus longue période de divergence à l'intérieur de son cycle annuel. C'est aussi ce bassin qui connaît la plus faible erreur de fermeture du bilan hydrique (Tab. 4.2). Une hypothèse semblable a été avancée par Seneviratne *et al.* (2004) pour le bassin Illinois étudié à partir de la réanalyse NCEP-NCAR. Ce bassin a la particularité d'avoir une erreur de fermeture faible malgré sa petite taille (sous le seuil critique proposé par Rasmusson (1968) et Yeh *et al.* (1998). Le signe de l'erreur de ce bassin, de taille similaire aux bassins de la zone 3, s'inversait au fil du temps (voir l'appellation S04 au tableau 4.2). L'ordre de grandeur de l'erreur dans le bilan hydrique à l'intérieur du MRCC semble donc être davantage lié aux climats régionaux qu'à la superficie des bassins.

## 4.2 Origine de l'erreur à l'échelle climatique

Il est difficile d'identifier les causes exactes de l'erreur dans bilan hydrique à l'intérieur du MRCC. La différence positive entre la convergence du flux de vapeur d'eau et le ruissellement peut s'expliquer soit par la surévaluation du premier, soit par la sous-estimation du second. En admettant que l'erreur est due à la convergence, les sources potentielles du terme d'erreur peuvent être liées à son calcul. Dans un tel cas, la convergence serait alors surestimée par rapport à la différence entre les précipitations et l'évaporation. L'erreur engendrée par le calcul de la convergence fait l'objet d'une correction à l'intérieur du MRCC. Cette correction pourrait être elle aussi une source d'erreur. Le but de cette section est de mettre en évidence les origines de l'erreur liées au calcul de la convergence (sous-section 4.2.1) et à sa correction (sous-section 4.2.2).

### 4.2.1 Calcul de la convergence du flux de vapeur d'eau

Le calcul de la convergence est souvent identifié comme une source principale d'erreur dans le bilan hydrique. C'est que son seul calcul contient 3 sources potentielles d'erreur ; soit l'erreur due aux interpolations effectuées à cause du schéma semi-lagrangien du modèle, l'erreur d'interpolation liée à la grille du schéma numérique utilisé et finalement l'erreur d'interpolation liée à l'intégration verticale. Tel que mentionné à la section 2.1, le MRCC utilise un schéma numérique semi-lagrangien semi-implicite (SLSI) afin de résoudre efficacement les équations d'Euler complètes (Caya et Laprise, 1999). L'utilisation de ce schéma permet le traitement d'échelles spatiales relativement petites tout en conservant un pas de temps relativement long, réduisant ainsi les temps de calcul. Or, cette méthode nécessite plusieurs interpolations lors du calcul de la convergence. Un schéma dit lagrangien fait référence au référentiel lagrangien ainsi qu'à la formulation lagrangienne des équations. Le référentiel eulérien peut se comprendre comme celui d'un observateur au repos qui regarde passer une particule. Dans le cas du référentiel lagrangien, l'observateur est en mouvement avec la particule. Un schéma semi-lagrangien se caractérise par une grille de résolution fixe qui se déplace dans l'espace à chaque pas de temps avec la particule. Ce schéma impose une interpolation pour le calcul de

certaines champs puisque ceux-ci doivent être déterminés en faisant la moyenne de la valeur du champ avant et après le déplacement lagrangien.

D'après le formalisme lagrangien, la convergence du flux de vapeur d'eau s'écrit

$$C = -\nabla \left( r_{vap} \cdot \vec{V} \right)_z \quad (4.1)$$

avec  $r$  le rapport de mélange (un indice d'humidité) et  $\vec{V}$  le vecteur vent, le tout intégré verticalement, indice  $z$ . L'équation 4.1 peut être détaillée en fonction des vents en  $x$ ,  $u$ , et des vents en  $y$ ,  $v$  (Eq. 4.1) tel que :

$$C = \delta_x (u \cdot r) + \delta_y (v \cdot r) \approx \delta_x (\overline{u^x r})^x + \delta_y (\overline{v^y r})^y \quad (4.2)$$

où  $\overline{\cdot}^x$  et  $\overline{\cdot}^y$  sont le symbole des moyennes centrées. Le lecteur peut se référer à la section 2 de Paquin et al. 2002 pour le développement complet. Le calcul de la convergence fait donc intervenir des variables liées à l'humidité de la colonne et des variables liées aux vents.

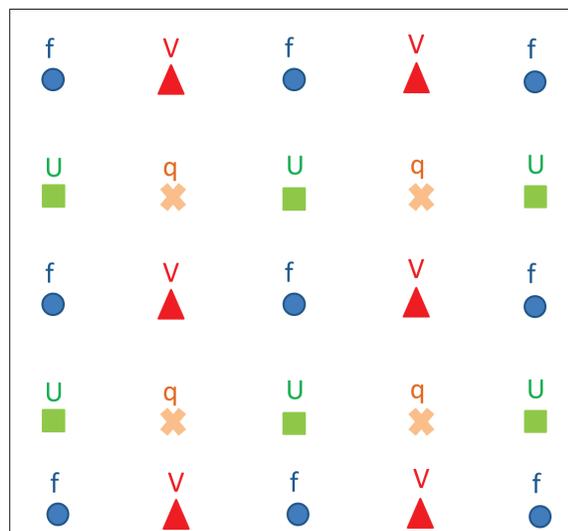


Figure 4.2 Grille de type Arakawa C

Le schéma numérique du MRCC utilise une grille Arakawa-C (Caya, 1996). Cette grille est en réalité une superposition de grilles décalées les unes des autres comme illustré sur la figure 4.2. Les points  $q$  de la grille supportent les variables d'état dont  $r$  (le contenu en vapeur d'eau), les points  $U$  et  $V$  supportent respectivement les vents horizontaux en  $x$  et en  $y$  ( $u$  et  $v$ ) et les points  $f$ , la variable  $f$  le paramètre de Coriolis et le facteur d'échelle pour la projection géographique stéréographique polaire. L'utilisation d'une telle grille impose des interpolations spatiales pour le calcul de champs faisant intervenir des variables situées sur plus d'un type de points comme la convergence du flux de vapeur d'eau. Le calcul diagnostique de la convergence du flux de vapeur d'eau impose donc une interpolation sur les points  $q$  des valeurs connues sur les points  $U$  et  $V$ . L'interpolation des valeurs de vents sur les points  $q$  se fait par des moyennes centrées des termes  $u$  et  $v$ . Une seconde interpolation linéaire est ensuite effectuée pour que les dérivées  $\delta_x$  et  $\delta_y$ , des différences finies centrées, soient elles aussi définies sur les points  $q$ .

Un troisième type d'interpolation est appliqué verticalement lors du calcul de la convergence. En effet, de façon similaire à la configuration de la grille horizontale de calcul, la configuration verticale supporte les variables sur différents niveaux de pression. Il existe deux grilles ; l'une pour les variables thermodynamiques comme la température et l'humidité spécifique et l'une pour les variables dynamiques comme les vents horizontaux. Une fois de plus les composantes impliquées dans le calcul de convergence se retrouvent sur des niveaux distincts et imposent des interpolations.

#### 4.2.2 Correction du bilan hydrique dans le MRCC

Les interpolations introduisent donc une erreur relative au calcul de la convergence du flux de vapeur d'eau. Cette erreur sur le bilan hydrique, aussi nommée le résiduel, fait l'objet d'une correction à l'intérieur du MRCC (Paquin et Laprise, 2002). Reconnaissant que l'équation du bilan est précise au terme d'erreur d'interpolation du lagrangien près, Paquin et Laprise (2002) ont tenté deux types de correction. Une de leurs tentatives visait à imposer une correction du résiduel sur chacune des colonnes composant la grille AMNO pour que le résiduel soit nul pour chacune d'elles. Malheureusement ce type de correction entraîne un débalancement entre

les colonnes voisines et l'instabilité numérique du modèle. La seconde tentative, retenue dans la formulation du MRCC, corrige la somme des résiduels pour l'ensemble des colonnes. Cette méthode applique une distribution du résiduel sur l'ensemble du domaine selon un facteur de distribution proportionnel au profil d'humidité par colonne. De cette façon, le résiduel sur l'ensemble du domaine est minimisé.

Les tests de sensibilité effectués par ces mêmes auteurs sur un domaine restreint (sud de l'Amérique du Nord) pour trois mois de données montrent que l'application du correctif réduit d'un ordre de grandeur l'erreur sur le bilan (passant de 0,157 à -0,012 mm/j) (Paquin et Laprise, 2002). L'application de cette correction a comme résultat d'augmenter artificiellement la convergence et de diminuer les précipitations sur l'ensemble du domaine réduisant ainsi l'erreur sur l'ensemble du domaine. La baisse des précipitations est de 0,216 mm/j sur la moyenne de l'ensemble du domaine tandis que l'augmentation de la convergence y est de 0,068 mm/j. Sans correction, la convergence était sous-estimée par rapport aux précipitations.

Afin de comprendre l'impact potentiel de cette correction, il est permis d'imaginer une situation extrême (et peu probable) où l'entièreté de la baisse des précipitations et de la hausse de la convergence proviendrait uniquement du territoire du Québec. Comme si la correction avait entraîné une répartition de l'erreur uniquement sur ces 21 bassins. Imaginons aussi qu'avant cette correction, l'erreur de fermeture du bilan hydrique du Québec était nulle. En faisant de telles hypothèses, l'impact de la correction serait d'avoir artificiellement augmenté la convergence et diminué les précipitations tel que le débalancement total créé serait de 0,284 mm/j. En prenant les variations entraînées sur le domaine continental uniquement (documentés par Paquin et Laprise (2002) lors de leurs études de sensibilité du domaine continental et océanique), cet écart pourrait atteindre 0,353 mm/j. L'exercice effectué relève d'un exercice de l'esprit, et il est très improbable qu'une telle conjoncture ait eu lieu. Il permet cependant d'évaluer l'erreur maximale pouvant être due à la correction interne au modèle. Cet écart est deux fois plus élevée que la plus forte erreur rapportée dans notre analyse et 20 fois plus élevée que les plus faibles.

Bien que la version du MRCC ne soit pas la même, la correction est appliquée de la même façon dans le MRCC 4.2.7. Pour les 21 bassins versants du Québec, la convergence apparaît

surrévaluée par rapport aux précipitations. Il est donc envisageable que la correction entraîne un biais positif dans cette région puisqu'elle est appliquée sans discrimination sur l'ensemble du domaine. Un tel biais a en effet été noté par Paquin et Laprise. En distinguant, le domaine océanique et le domaine continental à l'intérieur du même domaine, Paquin et Laprise (2002) observent que le terme d'erreur est fortement réduit pour le domaine continental mais augmenté pour le domaine océanique (passant de 0,078 à -0,113 mm/j).

Il semble donc que l'erreur puisse être associée non seulement au calcul de la convergence du flux de vapeur d'eau mais aussi à la correction appliquée pour corriger le résiduel. Dans le cas d'une erreur uniquement liée au calcul de la convergence, l'erreur de calcul devrait être centrée autour de zéro pour de grands bassins. Pourtant aucune relation claire n'a été observée entre l'ordre de l'erreur et la taille du bassin (voir figure 4.1). Or, comme la correction est faite sans discrimination sur l'ensemble du domaine, il est possible que le territoire du Québec soit sous l'influence d'un biais positif introduit par la correction. Selon cette hypothèse, d'autres régions du domaine AMNO devraient alors être biaisés négativement. La présente étude se limitant aux 21 bassins versants du Québec, il est impossible de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse.

Inversement, plutôt que de supposer que la convergence est surestimée vis-à-vis la différence entre les précipitations et l'évaporation, l'on pourrait plutôt avancer que ce sont les précipitations qui sont sous-estimées ou l'évaporation surestimée. L'erreur serait alors liée à la physique du modèle et à sa paramétrisation. En ce sens, l'auteur de ce mémoire a tenté de faire ressortir une relation entre la grandeur de l'erreur et les différentes composantes du cycle hydrologique (se référer à l'annexe I). Sans succès.

### **4.3 Bilan hydrique et échelles temporelles**

Les échanges entre les réservoirs terrestres et atmosphérique ainsi que les variations des réservoirs atmosphérique et terrestres engendrés par ceux-ci constituent le cycle hydrologique. Puisque la masse d'eau totale doit être conservée, les échanges se traduisent par une équation de bilan de masse décrite par l'équation 2.4, rappelée ici :

$$C - \partial_t W = R + \partial_t S + \partial_t M + \epsilon \quad (4.3)$$

où  $C$  représente la convergence du flux de vapeur d'eau,  $\partial_t W$  la variation du réservoir atmosphérique,  $R$  le ruissellement,  $\partial_t S$  la variation du réservoir sol et  $\partial_t M$  celle du couvert de neige.

L'étude de chacun des termes du bilan hydrique a permis de mettre en évidence les échanges dominants à chacune des échelles temporelles. Les termes dont l'importance est de deux ordres de grandeur inférieurs aux termes dominants peuvent être négligés dans l'écriture d'une équation de bilan effective. Ces termes sont généralement inférieurs au terme d'erreur, ce qui rend difficile leur interprétation. L'importance du terme d'erreur est évaluée par rapport à la valeur de la convergence à l'échelle climatique. L'erreur relative telle que définie dans le cadre de ce mémoire ( Éq. 2.12) permet d'évaluer la grandeur du terme d'erreur vis-à-vis les termes dominants mais aussi les termes d'erreur entre les différentes échelles.

### 4.3.1 Échelle annuelle

À l'échelle annuelle, le ruissellement est fortement corrélé à la convergence du flux de vapeur d'eau. La différence entre les deux composantes est maintenue par l'erreur liée à la convergence du flux de vapeur d'eau ( 0 à 10%) toujours présente à cette échelle. La variation du réservoir atmosphérique et du couvert de neige sont négligeables. À l'échelle annuelle, le ruissellement ( $R$ ) est donc égal à l'apport net en eau provenant de l'atmosphère, soit la convergence du flux de vapeur d'eau ( $C$ ), diminué ou augmenté de la recharge ou de la décharge du réservoir sol ( $\partial_t S$ ) moyennant un terme d'erreur. Cette relation se traduit sous la forme de l'équation 4.4 :

$$C^a = R^a + \partial_t S^a + \epsilon^a \quad (4.4)$$

À l'échelle annuelle, l'erreur relative, variant entre 0 et 15%, demeure du même ordre de grandeur que l'erreur à l'échelle climatique. Elle est très faible pour les quatre bassins de la zone

3 située à la pointe sud du Québec. L'erreur semble donc principalement attribuable à l'erreur sur le calcul de la convergence discutée à la section précédente.

### 4.3.2 Échelle mensuelle

À l'échelle mensuelle, l'eau transitant dans les réservoirs terrestres joue un rôle considérable. L'écriture du bilan hydrique comprend alors tous les termes (Éq. 4.5). La relation entre la convergence du flux de vapeur d'eau et le ruissellement n'est donc plus aussi directe qu'aux précédentes échelles. Le ruissellement est fortement corrélé à la variation du couvert de neige. Puisqu'en hiver l'évaporation est très faible dans les régions nordiques, la convergence est approximativement égale aux précipitations à l'état solide et donc à la variation du couvert de neige. Il existe alors une relation d'intérêt entre la convergence et le ruissellement par le biais de la variation du couvert de neige à l'échelle mensuelle.

$$C^m - \partial_t W^m = R^m + \partial_t S^m + \partial_t M^m + \epsilon^m \quad (4.5)$$

La nouveauté à l'échelle mensuelle est que l'ensemble des bassins montrent de fortes valeurs d'erreur même ceux qui, de la zone 3, montraient de faibles erreurs climatiques et annuelles. On constate que ces bassins ont d'aussi fortes erreurs mensuelles que les autres bassins mais que leurs séries sont centrées autour de zéro.

L'erreur relative peut atteindre 30% pour certains mois. Le cycle annuel moyen de l'erreur relative indique que les moyennes fluctuent au cours de l'année (Fig. 4.3) et que les plus fortes valeurs sont généralement atteintes au printemps. C'est aussi à cette période de l'année que la branche terrestre connaît des erreurs non-négligeables. Cette augmentation de l'erreur ne peut donc pas être entièrement attribuable au calcul de la convergence qui ne devrait affecter que la branche atmosphérique.

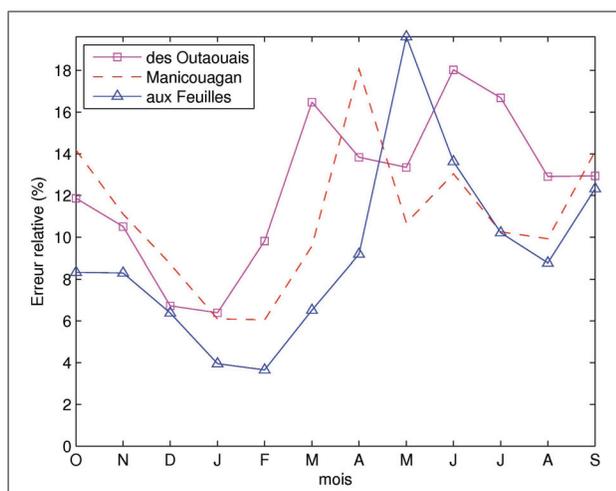


Figure 4.3 Erreur relative à l'échelle mensuelle cycle annuel moyen 1961-2000

### 4.3.3 Échelle journalière

Le raffinement à l'échelle journalière amène une erreur relative bien souvent supérieure à 100%. L'application de moyennes mobiles (voir section 3.2.3) a permis de constater que l'erreur, d'abord très grande à l'échelle journalière, diminue rapidement en augmentant le nombre de jours utilisés pour le calcul de la moyenne. Le terme d'erreur se stabilise après une dizaine de jours et devient pratiquement constante après 30 jours.

Le calcul de la convergence induit une erreur de l'ordre de 0 à 10% notée à l'échelle climatique qui transcende les termes d'erreur de la branche atmosphérique à toutes les échelles. L'augmentation de l'importance du terme d'erreur global concorde plutôt avec l'augmentation du terme d'erreur de la branche terrestre qui lui ne peut être lié au calcul de la convergence. Devant d'aussi grands termes d'erreur, plusieurs pistes d'explications ont été envisagées.

L'augmentation du terme d'erreur de la branche terrestre rappelle que le réservoir d'eau que constitue l'eau résidant sur la canopée a été omis du bilan hydrique. Cet omission, de faible importance sur de longues périodes de temps, aurait pu être significative à l'échelle journalière. Après vérification, la variation de ce réservoir est bel et bien négligeable par rapport aux termes dominants aux échelles climatique, annuelle et mensuelle. À l'échelle journalière, la va-

riation du réservoir d'eau sur la végétation n'est pas suffisamment grand (0 à 10% des termes dominants) pour expliquer l'augmentation du terme d'erreur.

Le MRCC calcule lui aussi un bilan hydrique atmosphérique. Pour ce faire, il emploie la précipitation, l'évaporation, la variation du contenu en vapeur d'eau et la convergence horizontale du flux de vapeur d'eau mais aussi la variation locale de l'eau sous forme liquide et solide ainsi que la convergence de l'eau liquide et solide. Les termes de variations locales sont des termes calculés par le MRCC lui-même contrairement aux termes de variations (calculés à l'extérieur du MRCC à partir des contenu des réservoirs) utilisés dans ce projet. Le bilan hydrique du MRCC produit un terme d'erreur nommé EBQ qui se définit d'après l'équation suivante :

$$EBQ = P - E - C + \partial_t r_{vap} - C_{liq} + \partial_t r_{liq} - C_{sol} + \partial_t r_{sol} \quad (4.6)$$

où  $\partial_t r_{vap}$  est la variation locale de la vapeur d'eau à l'intérieur de la colonne, les deux termes similaires sont des équivalents pour l'eau sous forme liquide et solide. Sont aussi pris en compte la convergence des flux d'eau liquide  $C_{liq}$  et solide  $C_{sol}$ . Ce terme a été comparé au terme d'erreur calculé dans le cadre de ce projet. Aux échelles climatique et annuelle, EBQ est très similaire au terme d'erreur. Aux échelle mensuelles et journalière, EBQ est d'un à deux ordres de grandeur inférieur au terme d'erreur. À première vue, il existe deux différences méthodologiques. La première est d'avoir négligé les termes de convergence de flux d'eau solide et liquide. Ces termes,  $C_{liq}$  et  $C_{sol}$ , sont cependant trop faibles ( $\approx 10^{-3}$  mm/j) pour expliquer une telle différence. La seconde différence est d'avoir calculé la variation du contenu en eau du réservoir atmosphérique, soit l'eau précipitable (EAUP dans le MRCC) plutôt que d'utiliser les variations pouvant être fournies par le MRCC. Cette différence ne devrait pas en être une puisque les méthodes devraient être équivalentes :  $\partial_t W = W_{j+1} - W_j \approx \partial_t r_{vap} + \partial_t r_{liq} + \partial_t r_{sol}$ . La comparaison nous montre pourtant qu'elles le sont pas.

Reste donc comme pistes quelques constats sur le comportement du terme d'erreur et des composantes du bilan hydrique. Le terme d'erreur de la branche terrestre apparaît une fois de plus clairement centré autour de zéro. Un pic négatif du terme d'erreur terrestre étant souvent

suivi, le jour suivant, par un pic positif de grandeur équivalente. En lien avec ce patron, certains pics de variation du réservoir sol et du couvert de neige devancent d'une journée les pics de précipitations. Il semble donc qu'il existe un décalage temporel entre les composantes du bilan hydrique à l'échelle journalière. D'après les recherches effectuées par l'auteure auprès des gestionnaires du MRCC, il semble que l'enregistrement distinct des variables d'état (contenu des réservoirs) et des flux soit à l'origine de ce décalage temporel.

Le MRCC est un modèle à base physique demandant la résolution d'équations de différences finies. Son schéma numérique temporel dit arrière a une résolution d'un pas de temps de 15 minutes. Lors de l'enregistrement des données, il existe deux types de variables ; les variables dites moyennées et les variables instantanées. D'après son schéma numérique, la valeur enregistrée au pas de temps de 6h pour un champ est la moyenne de ce champ pour les 6 heures (6h). À des échelles de temps supérieures au pas de temps 6h, les champs sont le résultat de la moyenne des moyennes 6h. Les variables instantanées sont utilisées pour les variables d'état. Pour ces variables, plutôt que de fournir la moyenne du champ, on fournit la valeur exacte de la variable au pas de temps d'intérêt.

À l'échelle journalière, les flux (ex : l'évaporation et la précipitation) sont des champs dit moyennés. La valeur journalière d'un flux  $x_n$  est issue de la moyenne des quatre pas de temps de 6h associés à la journée  $j_n$  soit les pas de temps 0, 6, 12 et 18 représentés à la figure 4.4. Ces chiffres indiquent les moments de la journée auxquels sont associées les données : 0h, 6h, 12h et 18h. La période couverte est représentée en vert sur la figure 4.4. Les ronds désignent les limites des intervalles. Un rond plein (fermé) et coloré indique que le pas de temps est compris dans l'intervalle tandis qu'un point vide (ouvert) en est exclu.

Les variables d'état (ex : température, hauteur d'eau) sont des champs dits instantanés. La valeur journalière d'une variable d'état  $r_n$  pour le jour  $j_n$  est la valeur au premier pas de temps d'enregistrement de cette journée  $j_n$  (noté 0 sur le schéma de la figure 4.4). La différence entre la valeur instantanée prise au début du jour suivant  $j_{n+1}$  et la valeur prise au début du jour  $j_n$  doit être équivalente à la variation de la variable d'état pour cette journée  $j_n$  (Éq. 4.7). la période couverte par la variation d'une variable d'état est représentée en rouge à la figure 4.4.

$$\Delta r_{j_n} = \frac{j_{n+1} - j_n}{1} \quad (4.7)$$

Telles que définies les périodes couvertes par une journée d'après les variables moyennées et les variables instantanées ne coïncident pas. Elles sont en effet décalées d'une période de 6h (Fig. 4.4).

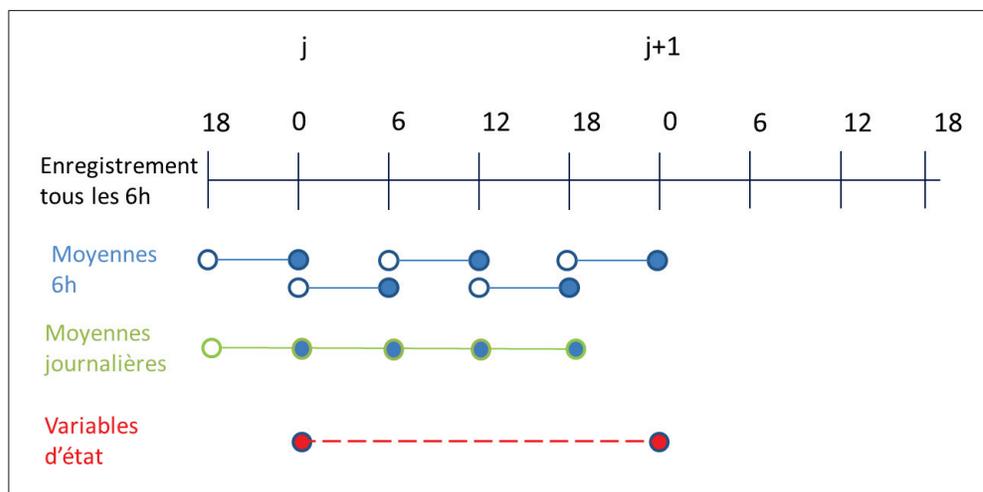


Figure 4.4 Représentation du schéma numérique et d'enregistrement du MRCC

À l'échelle mensuelle, l'impact de ce décalage est réparti sur 30 ou 31 jours par le moyennage. Il diminue donc avec l'augmentation de l'échelle de temps considérée. L'erreur engendrée peut être d'autant plus grande que les valeurs du champ sont grandes et varie donc au cours d'une année. C'est pourquoi elle est plus grande au printemps, période où la variation des réservoirs terrestres est grande. Cette considération expliquerait aussi comment EBQ est équivalente au terme d'erreur aux échelles climatique et annuelle mais ne l'est pas aux plus petites échelles.

Cette interprétation mène donc à la conclusion que les données du MRCC ne sont pas enregistrées adéquatement ou du moins elles ne permettent pas l'utilisation de la méthodologie proposée pour de fines échelles temporelles. Pour s'assurer que cette hypothèse explique bel et bien l'erreur engendrée, les variables devraient être obtenues aux 6h. Ainsi les variables d'état pourraient être sélectionnées aux pas de temps appropriés pour couvrir les mêmes périodes,

l'erreur devrait alors être minimisée. Cet exercice, fait uniquement à partir de la branche atmosphérique, pourrait en plus être comparé à EBQ. Faute de temps, ces expériences n'ont pu être réalisées dans le cadre de ce mémoire.



## CONCLUSION

L'hydrologie s'est d'abord développée par l'observation des phénomènes terrestres. Les travaux de Benton *et al.* (1950) ont permis, au milieu du XXe siècle, d'élargir le champ de vision de cette science afin de rejoindre les sciences de la climatologie et de la météorologie. Depuis, le cycle hydrologique et le transport de vapeur d'eau par l'atmosphère ont fait l'objet de multiples études portant à la fois sur leur description, leur compréhension et leur utilisation. La convergence du flux de vapeur a retenu l'attention de différents chercheurs puisqu'elle apparaît comme une variable d'intérêt dans la prévision long terme du ruissellement, de la variation de l'eau dans le sol et, à plus courte échelle temporelle, pour la prévision des précipitations.

L'objectif général de ce mémoire était d'évaluer quantitativement le cycle hydrologique complet à l'intérieur d'un modèle climatique afin de déterminer le potentiel de la convergence de flux de vapeur d'eau comme variable utilisable en hydrologie appliquée. Le MRCC représentait un outil de choix dans l'étude du cycle hydrologique puisqu'il permet de travailler avec des données qui sont dans la réalité difficilement mesurables. L'ensemble des 21 bassins versants du Québec étudié couvre trois types de régimes hydrologiques différents et un éventail de positions géographiques. L'intérêt de ces 21 bassins était aussi d'être de superficie utile en hydrologie appliquée. L'étude du bilan hydrique à différentes échelles temporelles a permis de mettre en évidence les relations entre les composantes du cycle et l'importance du terme d'erreur calculé par résiduel.

Une climatologie a été faite pour l'ensemble des composantes du cycle hydrologique en portant une attention particulière à la convergence du flux de vapeur d'eau. Les données montrent qu'un gradient nord-sud conditionne les patrons de précipitations et d'évaporation des bassins du Québec. Les patrons de convergence et de ruissellement sont plutôt similaires et montrent eux aussi un certain gradient nord-sud exception faite de quatre bassins situés à la pointe méridionale du Québec. La variabilité spatiale du ruissellement est égale à la variabilité spatiale de la convergence du flux de vapeur d'eau à l'échelle climatique.

Les termes d'erreur dans le bilan hydrique à l'échelle climatique ont été comparés aux résultats d'autres études faites à partir de réanalyses. Ces études antérieures fixent à  $2 \times 10^5 \text{ km}^2$  la taille minimale d'un bassin à utiliser pour que les erreurs de calcul sur la convergence, supposées aléatoires, se compensent entre elles. D'après l'échantillon des 21 bassins et trois grands autres bassins, aucune relation claire entre la superficie et la grandeur du terme d'erreur n'est apparue évidente. Les faibles erreurs à l'échelle climatique semblent plutôt associées à des climats régionaux particuliers connaissant des épisodes de divergence.

L'erreur dans le bilan hydrique à l'échelle climatique, bien que faible, s'est montrée positive pour l'ensemble des bassins versants du Québec. Ainsi la convergence était de 0 à 10% supérieure au ruissellement. L'une des hypothèses soulevées dans ce mémoire est la potentielle responsabilité de la correction du bilan hydrique intégrée à l'intérieur du MRCC. Cette correction, basée sur le bilan hydrique sur l'ensemble de la grille d'intégration, distribue le résiduel sur les colonnes du domaine proportionnellement au profil d'humidité de chacune de ces colonnes. Cette correction a pour effet d'augmenter globalement la convergence en milieu continental et pourrait être à l'origine du débalancement régional enregistré au Québec. Selon cette théorie, une autre région du domaine couvert par la simulation pourrait alors être biaisée négativement. Malheureusement cette possibilité n'a pu être étudiée dans le cadre de ce mémoire.

L'étude à plus fines échelles temporelles du bilan hydrique a permis de faire la lumière sur une anomalie dans le comportement du ruissellement. Cette anomalie est liée à la formulation du modèle de sol CLASS 2.7 qui retarde la recharge du sol en empêchant l'infiltration et la percolation de l'eau dans le sol lorsqu'il y a gel du sol. Ce retard entraîne une absorption complète des précipitations par le sol et, par une série de facteurs, une chute du ruissellement après la fonte printanière. Le ruissellement reprend tardivement en été et est alimenté presque uniquement par drainage. Les pistes envisageables pour contrecarrer ce comportement se trouvent probablement dans la nouvelle formulation de CLASS (3.5) qui permet maintenant la percolation mais aussi dans la composition du sol du modèle composé actuellement de sable pour les tuiles composant le territoire québécois.

Ce projet a aussi permis de montrer les limites de l'enregistrement de données tel qu'il est actuellement fait dans le MRCC. En effet, la méthode du bilan hydrique utilisée composant à la fois avec des variables moyennées, les flux, et des variables instantanées pour calculer les variations sur les variables d'état, le contenu en eau des réservoirs, entraîne un résiduel considérable. Ce résiduel est causé par l'existence d'un décalage temporel de 6h entre les périodes couvertes par les variables moyennées et les variables instantanées. Pour contourner ce problème, il faudrait plutôt extraire les variables instantanées aux 6h afin de sélectionner les valeurs aux pas de temps correspondants aux variables moyennées. Ce problème rappelle la vigilance dont doivent faire preuve les utilisateurs des données du MRCC à fines échelles temporelles.

Le potentiel de la convergence du flux de vapeur d'eau comme variable hydrologique apparaît donc mitigé. La correspondance est claire entre la convergence du flux de vapeur d'eau et le ruissellement aux échelles climatique et annuelle. Or, ces échelles ne sont pas utiles en hydrologie appliquée. À l'échelle mensuelle, la relation entre les deux variables est entravée par l'importance des quantités d'eau transitant par les réservoirs. La convergence semble cependant être un bon indicateur de la variation du manteau neigeux qui elle-même est fortement corrélée au ruissellement. À l'échelle journalière, l'analyse est affublée d'une trop grande erreur pour que les résultats soient directement utilisables. De plus, le modèle de sol produit principalement un ruissellement par drainage et n'est donc que peu sensible aux précipitations, ce qui n'est pas représentatif de la réalité. À une échelle inférieure au mois, la convergence pourrait être similaire aux précipitations qui elles-mêmes devraient avoir une influence sur le ruissellement quotidien. Or comme le ruissellement est insensible dans la majorité des cas aux précipitations, il est à peu près certain que la relation entre la convergence et le ruissellement ne serait pas significative. Cette insensibilité est donc une limite du MRCC 4.2.3 comme outil pour répondre à la question de recherche de ce projet.

L'originalité de ce mémoire est d'avoir réalisé une analyse détaillée de l'erreur et du comportement des composantes du cycle hydrologique du MRCC à des échelles temporelles rarement explorées. En effet, le MRCC étant principalement un outil utilisé en climatologie, ses princi-

paux utilisateurs se penchent généralement sur les moyennes climatiques de longue durée. Or, l'utilisation du MRCC comme outil en hydrologie appliquée entraîne l'utilisation d'échelles temporelles plus fines. Ce mémoire constitue donc un premier pas dans cette direction. Cet exercice a aussi permis de décrire de façon détaillée la chute du ruissellement printanier observée pour plusieurs bassins versants du Québec et de proposer différentes avenues d'explication de ce phénomène.

L'une des principales contributions est d'avoir comparé l'erreur de fermeture du bilan hydrologique de différents bassins de toute taille. Cette comparaison a permis de constater que l'erreur ne semble pas dépendante de la superficie des bassins pour les bassins du MRCC. Ainsi contrairement aux études faites à partir de réanalyses, l'ordre de grandeur des bassins utilisable est d'au moins  $1 \times 10^4 \text{ km}^2$  soit un ordre de grandeur inférieur à la limite précédemment proposée.

L'étude détaillée de l'erreur a aussi permis de proposer différentes hypothèses concernant ses sources comme la possibilité d'un biais régional entraîné par une correction de bilan interne au MRCC. Une correction globale entraîne peut-être des biais régionaux indésirables. La proximité géographique des 21 bassins versants limite cependant la portée des résultats obtenus. Ce choix fait en sorte que les bassins sont sous l'influence de régimes atmosphériques similaires. Vis-à-vis l'étude de l'erreur, il était donc impossible de vérifier cette hypothèse.

Ainsi de futurs travaux pourraient reproduire des expériences équivalentes pour un ensemble de bassins de différentes tailles, géographiquement dispersés et de régimes atmosphériques divers. Ces expériences pourraient aussi être déployées à partir de la nouvelle version du MRCC 5.0 ou la version actuelle à 15 km afin d'évaluer l'impact de la résolution du modèle sur les composantes du cycle hydrologique et sur l'erreur de fermeture du bilan hydrique.

Dans la présente étude, l'une des relations relevées est que la convergence du flux de vapeur d'eau est égale à la variation du couvert de neige à l'échelle mensuelle pendant la période hivernale. Cette relation constitue une voie intéressante pour l'utilisation de la convergence du flux de vapeur d'eau comme variable hydrologique de surface. En effet, une étude préliminaire

tendant d'évaluer l'équivalent en eau du manteau neigeux et, par conséquent, la crue printanière à partir de la convergence a été débutée mais n'a pu être complétée dans le temps disponible. Des travaux en ce sens devront aussi être poursuivis. Une étude détaillée des flux de vapeur d'eau et de la convergence pourrait être réalisée pour le Québec et l'Amérique du Nord en climat actuel mais aussi en climat futur afin de mieux cerner le potentiel d'utilisation de la convergence du flux de vapeur d'eau.



## ANNEXE I

### ANALYSE DE L'ERREUR DE FERMETURE À L'ÉCHELLE CLIMATIQUE

À l'échelle climatique, le ruissellement devrait être égal à la convergence du flux de vapeur d'eau. Les résultats présentés au chapitre 3 montrent que l'égalité n'est pas vérifiée pour la majeure partie des 21 bassins versants du Québec. Dans presque tous les cas, l'égalité n'est pas vérifiée. Afin de déterminer l'origine du terme d'erreur, la relation entre les moyennes climatiques des composantes du cycle hydrologique et le terme d'erreur ont été étudiées. Aucune relation claire n'a été identifiée. Les figures suivantes sont présentées pour le bénéfice du lecteur qui souhaiterait poursuivre les investigations.

Il a été constaté lors de l'étude des cycles annuels moyens à la section 3.1.2 que le signe de l'erreur à cette échelle était liée au signe de la convergence. Comme il semblait y avoir une relation entre les deux à l'échelle mensuelle, le lien entre l'erreur de fermeture  $C - R$  et la convergence du flux de vapeur d'eau a été investigué. La figure A-I-1 ne montre aucune relation entre ces deux variables.

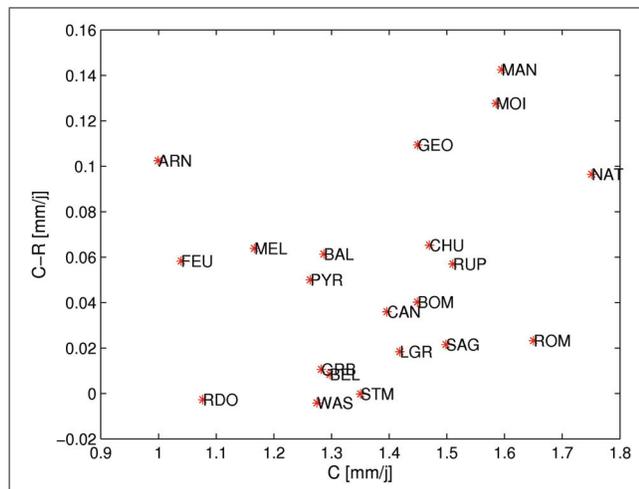


Figure-A I-1 Relation entre l'erreur de fermeture (C-R) et la convergence (C) en mm/j pour les 21 bassins versants du Québec.

Aucune relation claire n'a pu être observée entre l'erreur de fermeture et les précipitations. Quatre bassins se démarquent du lot s'agglutinant dans la région de forte précipitations et de faible erreur de fermeture soient les quatre bassins de la zone 3, Bell, Waswanipi, St-Maurice et des Outaouais.

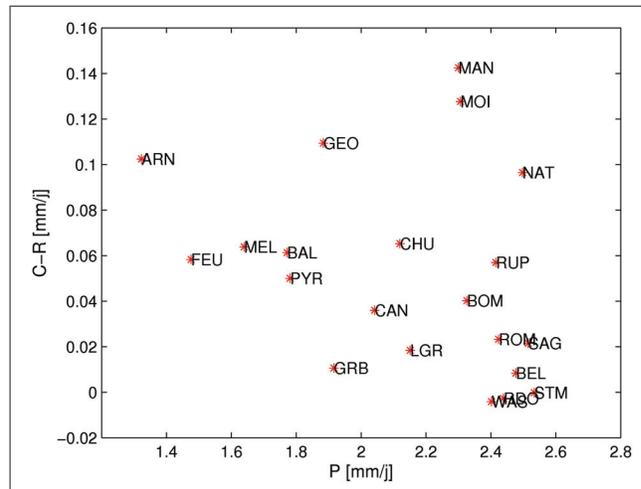


Figure-A I-2 Relation entre l'erreur de fermeture (C-R) et des précipitations (P) en mm/j pour les 21 bassins versants du Québec

Une relation semble se distinguer davantage lors de la mise en relation entre l'erreur de fermeture et l'évaporation (Fig. A-I-3). L'impression d'une telle relation dépend encore cependant du rassemblement des quatre bassins distincts de la zone 3. Ce résultat peut sembler contre intuitif mais il est à noter que lorsque l'on enlève ces quatre bassins, la relation n'est plus évidente. À noter aussi que cette relation est vraie uniquement pour l'erreur à l'échelle climatique. Pour l'erreur à l'échelle journalière, l'erreur augmente avec le contenu en vapeur d'eau.

La figure A-I-4 montre une relation entre le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère (W) et l'erreur de fermeture très similaire à la précédente. Évidemment cette ressemblance est liée à la relation entre l'évaporation et le contenu en vapeur d'eau du réservoir atmosphérique.

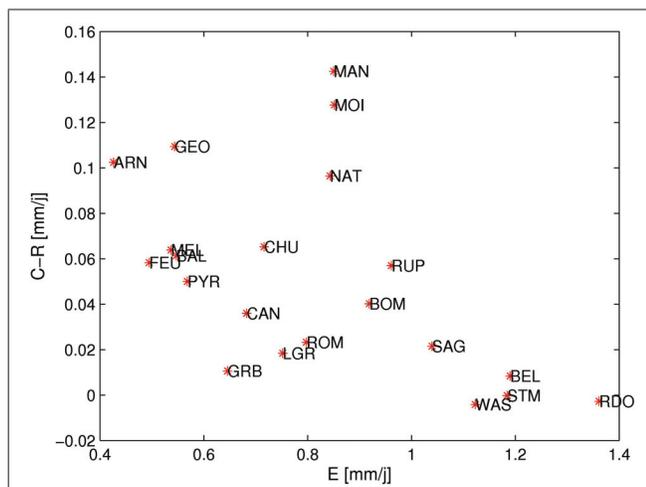


Figure-A I-3 Relation entre l'erreur de fermeture (C-R) et de l'évaporation (E) en mm/j pour les 21 bassins versants du Québec

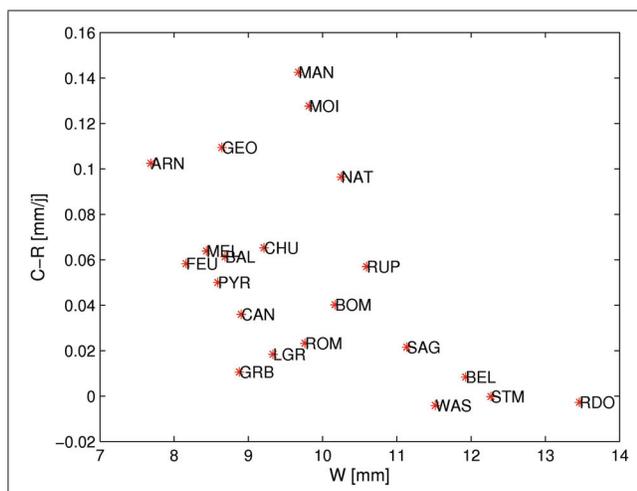


Figure-A I-4 Relation entre l'erreur de fermeture (C-R) et du contenu en eau du réservoir atmosphérique (W) en mm/j pour les 21 bassins versants du Québec

Aucune relation n'est observée entre le terme d'erreur et la valeur de la variation du contenu en eau du sol (Fig. A-I-5) ni du manteau neigeux (Fig.A-I-6). De telles relations auraient été étonnantes étant données les faibles valeurs de ces variables à l'échelle temporelle climatique.

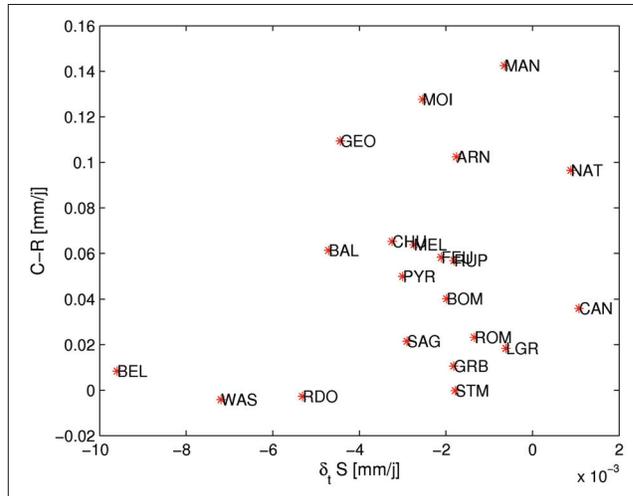


Figure-A I-5 Relation entre l'erreur de fermeture (C-R) et de la variation du réservoir sol ( $\delta_t S$ ) en mm/j pour les 21 bassins versants du Québec

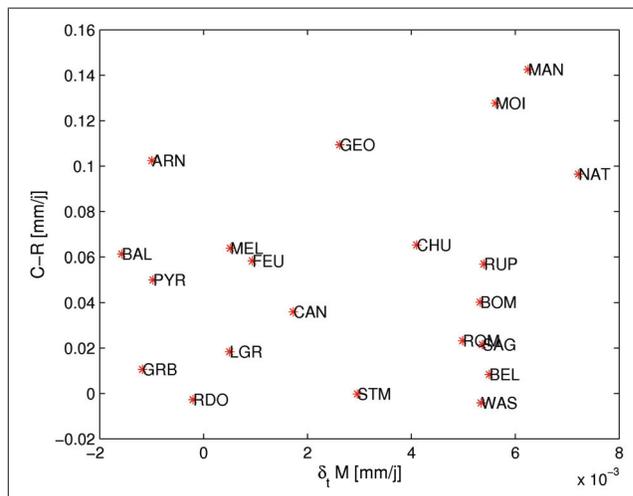


Figure-A I-6 Relation entre l'erreur de fermeture (C-R) et de la variation du couvert de neige ( $\delta_t M$ ) en mm/j pour les 21 bassins versants du Québec

## LISTE DE RÉFÉRENCES

- Anctil, François, Nicolas Martel, et Van Diem Hoang. 1998. « Analyse régionale des crues journalières de la province de Québec ». *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol. 25, n° 2, p. 360–369.
- Anderson, Bruce T., Alex C. Ruane, John O. Roads, et Masao Kanamitsu. 2009a. « Estimating the Influence of Evaporation and Moisture-Flux Convergence upon Seasonal Precipitation Rates . Part II : An Analysis for North America Based upon the NCEP DOE Reanalysis II Model ». *Journal of Hydrometeorology*, vol. 10, n° 4, p. 893–911.
- Anderson, Bruce T., Guido Salvucci, Alex C. Ruane, John O. Roads, et Masao Kanamitsu. 2009b. « A New Metric for Estimating the Influence of Evaporation on Seasonal Precipitation Rates ». *Journal of Hydrometeorology*, vol. 9, n° 3, p. 576–588.
- Banacos, Peter.C. et David.M. Schultz. 2005. « The use of moisture flux convergence in forecasting convective initiation : Historical and operational perspectives ». *Forecaster's forum*, vol. 20, p. 351-360.
- Bechtold, P, E Bazile, F Guichard, P Mascart, et E Richard. 2001. « A mass-flux convection scheme for regional and global models ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 127, n° 573, p. 869–886.
- Benton, George S.. et Mariano A. Estoque. 1954. « Water-Vapor Transfer Over the North American Continent. ». *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 11, p. 462–477.
- Benton, George. S., Robert.T. Blackburn, et Vernon.O. Snead. 1950. « The role of the atmosphere in the hydrologic cycle ». *American Geophysical Union*, vol. 31, p. 61–73.
- Bergeron, Guy, Rene Laprise, Daniel Caya, Andre Robert, Michel Giguere, Robert Benoit, et Yves Chartier. 1994. *Formulation du modele mesoechelle compressible communautaire (MC2)*. Technical report. Centre cooperatif pour la recherche en mesometeorologie.
- Bielli, Soline et Rene Laprise. 2006. « A Methodology for the Regional-Scale-Decomposed Atmospheric Water Budget : Application to a Simulation of the Canadian Regional Climate Model Nested by NCEP NCAR Reanalyses over North America ». *Monthly Weather Review*, vol. 134, p. 854-873.
- Bielli, Soline et Rene Laprise. 2007. « Time mean and variability of the scale-decomposed atmospheric water budget in a 25-year simulation of the Canadian Regional Climate Model over North America ». *Climate Dynamics*, vol. 29, p. 1-15.
- Bresson, Raphael. 2009. « Etude du bilan d'eau atmospherique sur l'Amerique du Nord par decomposition d'echelle pour les climats present et futur, tels que simules par le modele regional canadien de climat ». Master's thesis, UQAM.

- Bresson, Raphael et Rene Laprise. 2009. « Scale-decomposed atmospheric water budget over North America as simulated by the Canadian Regional Climate Model for current and future climates ». *Climate Dynamics*, vol. 36, p. 365-384.
- Caya, Daniel. 1996. « Le modele regional de climat de l'UQAM ». PhD thesis, Universite du Quebec a Montreal.
- Caya, Daniel et Rene Laprise. 1999. « A semi-implicit semi-Lagrangian regional climate model : The Canadian RCM ». *Monthly Weather Review*, vol. 127, p. 341-362.
- Frigon, Anne, Michel Slivitsky, Daniel Caya, et Rene Roy. 2007. « Construction of hydro-climatic projections and first-order estimation of their associated uncertainties from regional climate model simulations : Application to water management of hydropower reservoirs in Quebec ». *La Houille Blanche*, vol. 6, p. 97-102.
- Gal-Chen, Tzvi et Richard CJ Somerville. 1975. « Numerical solution of the Navier-Stokes equations with topography ». *Journal of Computational Physics*, vol. 17, n° 3, p. 276-310.
- Guetter, Alexander K. et Konstantine P. Georgakakos. 1993. « River outflow of the conterminous United States, 1939-1988 ». *Meteorological Society (United States)*, vol. 74, n° 10, p. 1873-1891.
- Gutowski, William Jr., Yibin Chen, et Zekai Otlis. 1997. « Atmospheric water vapor transport in NCEP NCAR reanalyses : Comparison with river discharge in the central United States ». *Bulletin of the American*, vol. 78, n° 9, p. 1957-1969.
- Hingray, Benoît, Cécile Picouet, et André Musy, 2009. *Hydrologie : Tome 2, Une science pour l'ingénieur*, volume 2. PPUR presses polytechniques.
- Lawford, Richard G., John Roads, Dennis P. Lettenmaier, et Phillip. Arkin. 2007. « Gewex contributions to large-scale hydrometeorology ». *Journal of hydrometeorology - special section*, vol. 8, p. 629-641.
- Lawford, Richard.G, R. Stewart, J Roads, H.-J. Isemer, M. Manton, J. Marengo, T. Yasunari, S. Benedict, et S. Koike, T. an Williams. 2004. « Advancing global- and continental-scale hydrometeorology :Contributions of GEWEX hydrometeorology panel ». *Bulletin of American Meteorological society*, vol. 85, p. 1917-1930.
- Malik, Khalid M. et Peter a. Taylor. 2011. « Characteristics of Moisture Flux Convergence over the Mackenzie River Basin for Water Years 1991-2008 ». *Atmosphere-Ocean*, vol. 49, n° 3, p. 279-288.
- Mesinger, Fedor, Geoff DiMego, Eugenia Kalnay, Kenneth Mitchell, Perry C. Shafran, Wesley Ebisuzaki, Dušan Jović, Jack Woollen, Eric Rogers, Ernesto H. Berbery, Michael B. Ek, Yun Fan, Robert Grumbine, Wayne Higgins, Hong Li, Ying Lin, Geoff Manikin, David Parrish, et Wei Shi. 2006. « North American Regional Reanalysis ». *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 87, n° 3, p. 343-360.

- Mo, Kingste C. et R. Wayne Higgins. 1996. « Large-scale atmospheric moisture transport as evaluated in the NCEP-NCAR and the NASA-DAO reanalyses ». *Journal of Climate*, vol. 9, p. 1531–1545.
- Mo, Kingste C., Muthuvel Chelliah, Marco L. Carreran, R. Wayne Higgins, et Wesley Ebisuzaki. 2005. « Atmospheric moisture transport over the United States and Mexico as evaluated in the NCEP regional reanalysis ». *Journal of Hydrometeorology*, vol. 6, p. 710–728.
- Music, Biljana et Daniel Caya. 2007. « Evaluation of the hydrological cycle over the mississippi river basin as simulated by the regional ». *Journal of hydrometeorology*, vol. 8, p. 969-988.
- Music, Biljana et Daniel Caya. 2009. « Investigation of the sensitivity of the water cycle components simulated by the canadian regional climate model to the land surface parametrization, the lateral boundary data an the internal variability ». *Journal of hydrometeorology*, vol. 10, p. 3-21.
- Music, Biljana, Anne Frigon, Michel Slivitzky, Andre Musy, Daniel Caya, et Rene Roy. 2009. « Runoff modelling within the canadian regional climate model (CRCM) : analysis over the Quebec Labrador watersheds ». *New Approaches to Hydrological Prediction in Data Sparse Regions (Proc. of Symposium HS.2 at the Joint IAHS IAH Convention, Hyderabad, India, September 2009)*, vol. 333, p. 183-194.
- Oki, Taikan, Katumi Musiake, Hiroshi Matsuyama, et Kooiti Masuda. 1995. « Global atmospheric water balance and runoff from large river basins ». *Hydrological Processes*, vol. 9, n° 5-6, p. 655–678.
- Paquin, Dominique et Rene Laprise. 2002. *Traitement du bilan dhumidite interne au MRCC*. Technical Report 2. Ouranos.
- Peixoto, Jose P. 1970. « Pole to pole divergence of water vapor ». *Tellus*, vol. 22, p. 17-25.
- Peixoto, Jose P. et Abraham H. Oort, 1992. *Physics of climate*. American Institute of Physic, NeowYork.
- Rasmusson, Eugene M. 1967. « Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America : Part I. Characteristics of the water vapor flux field. ». *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*, vol. 95, p. 403–426.
- Rasmusson, Eugene M. 1968. « Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America : Part II. Large-scale water balance investigations. ». *Monthly Weather Review*, vol. 96, n° 10, p. 720–734.
- Rasmusson, Eugene M. 1977. *Hydrological application of atmospheric vapour-flux analyses*. Technical Report 476. Genève : World Meteorological organization, Operational Hydrology, 1–60 p.

- Riette, Sebastien et Daniel Caya. 2002. « Sensitivity of short simulations to the various parameters in the new CRCM spectral nudging. ». *Research activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, edite par H. Ritchie, WMO-TD*, vol. 1105, p. 7.39-7.40.
- Roads, John et Alan Betts. 2000. « NCEP-NCAR and ECMWF reanalysis surface water and energy budgets for the Mississippi River basin ». *Journal of Hydrometeorology*, vol. 1, p. 88–94.
- Roads, John, Shyh-C. Chen, et J. Kao. 1992. « Global aspects of the Los Alamos general circulation model hydrologic cycle ». *Journal of Geophysical research*, vol. 97, p. 10051–10068.
- Roads, John, Shyh-C. Chen, Alexander K. Guetter, et Konstantine P. Georgakakos. 1994. « Large scale aspects of the United States hydrologic cycle ». *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 75, p. 1589-1610.
- Rosen, Richard D., David A. Salstein, et Jose P. Peixoto. 1979. « Variability in the annual fields of large-scale atmospheric water vapor transport ». *Monthly Weather Review*, vol. 107, p. 26–37.
- Ruane, Alex C. et John Roads. 2007. « The diurnal cycle of water and energy over the continental United States from three reanalyses ». *Journal of the meteorological society of Japan*, vol. 85, p. 117–143.
- Ruane, Alex C. et John O. Roads. 2008. « Dominant Balances and Exchanges of the Atmospheric Water Cycle in the Reanalysis 2 at Diurnal, Annual, and Intraseasonal Time Scales ». *Journal of Climate*, vol. 21, n° 16, p. 3951–3966.
- Saha, Suranjana, Shrinivas Moorthi, Hua-Lu Pan, Xingren Wu, Jiande Wang, Sudhir Nadiga, Patrick Tripp, Robert Kistler, John Woollen, David Behringer, et al. 2010. « The NCEP climate forecast system reanalysis ». *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 91, n° 8, p. 1015–1057.
- Seneviratne, Sonia I., Pedro Viterbo, Daniel Luth, et Christoph Schar. 2004. « Inferring changes in terrestrial water storage using ERA-40 reanalysis data : The Mississippi River basin ». *Journal of climate*, vol. 17, p. 2039–2057.
- Starr, Victor P., Jose P Peixoto, et G.C. Lividas. 1958. « On the meridional flux of the water vapor in the northern hemisphere ». *Geofisica pura e applicata*, vol. 39,1, p. 174-185.
- Taylor, Publisher, P Y T Louie, W D Hogg, M D Mackay, X Zhang, et R F Hopkinson. 2000. « The water balance climatology of the Mackenzie basin with reference to the 1994 / 95 water year The Water Balance Climatology of the Mackenzie Basin with Reference to the 1994 / 95 Water Year ». *Atmosphere-Ocean*, vol. 40, p. 37–41.
- Trenberth, Kevin E. 1999. « Atmospheric Moisture Recycling : Role of Advection and Local Evaporation ». *Journal of Climate*, vol. 12, n° 5, p. 1368–1381.

- Trenberth, Kevin E. et C. J. Guillemot. 1998. « Evaluation of the atmospheric moisture and hydrological cycle in the NCEP NCAR reanalyses ». *Climate Dynamics*, vol. 14, n° 3, p. 213–231.
- Trenberth, Kevin E., John Fasullo, et Lesley Smith. 2005. « Trends and variability in column-integrated atmospheric water vapor ». *Climate Dynamics*, vol. 24, n° 7-8, p. 741–758.
- Trenberth, Kevin E., John Fasullo, Lesley Smith, Taotao Qian, et Aigo Dai. 2006. « Estimates of the Global Water Budget and Its Annual Cycle Using Observational and Model Data ». *Journal of hydrometeorology - special section*, vol. 8, p. 758–769.
- Uppala, Sakari M, PW Kållberg, AJ Simmons, U Andrae, V Bechtold, M Fiorino, JK Gibson, J Haseler, A Hernandez, GA Kelly, et al. 2005. « The ERA-40 re-analysis ». *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 131, n° 612, p. 2961–3012.
- Verseghy, Diana L. 1991. « CLASS A Canadian land surface scheme for GCMs. I. Soil model ». *International Journal of Climatology*, vol. 11, n° 2, p. 111–133.
- Verseghy, Diana L. 2000. « The Canadian land surface scheme (CLASS) : Its history and future ». *Atmosphere-Ocean*, vol. 38, n° 1, p. 1–13.
- Verseghy, DL, NA McFarlane, et M Lazare. 1993. « CLASS A Canadian land surface scheme for GCMs, II. Vegetation model and coupled runs ». *International Journal of Climatology*, vol. 13, n° 4, p. 347–370.
- Yeh, Jen-Feng, Michelle Irizarry, et Elfatih A.B. Eltahir. 1998. « Hydroclimatology of Illinois : A comparison of monthly evaporation estimates based on atmospheric water balance and soil water balance ». *Journal of Geophysical research*, vol. 103, n° 27, p. 19823–19837.