

ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE
UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

MÉMOIRE PRÉSENTÉ À
L'ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE

COMME EXIGENCE PARTIELLE
À L'OBTENTION DE LA
MAÎTRISE EN GÉNIE DE LA CONSTRUCTION
M.Ing.

PAR
BRUNO BENEDETTI

ESTIMATION DYNAMIQUE D'UN INDICE D'HUMIDITÉ SUR LE BASSIN DE
LA RIVIÈRE LA GRANDE AVEC L'AIDE DE DONNÉES DE MICRO-ONDES
PASSIVES

MONTRÉAL, LE 5 SEPTEMBRE 2007

© Bruno Benedetti, 2007

CE MÉMOIRE A ÉTÉ ÉVALUÉ
PAR UN JURY COMPOSÉ DE :

M. François Brissette, ing. Ph.D., directeur de mémoire
Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

M. Robert Leconte, ing. Ph.D., codirecteur de mémoire
Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

Mme Marie-Josée Nollet, ing. Ph.D., présidente du jury
Département de génie de la construction à l'École de technologie supérieure

Jacques-André Landry, ing. Ph.D., membre du jury
Département de génie de la production automatisée à l'École de technologie supérieure

M. Marouane Temimi, ing. Ph.D., examinateur externe
Groupe BPR

IL A FAIT L'OBJET D'UNE SOUTENANCE DEVANT JURY ET PUBLIC

LE 10 AOÛT 2007

À L'ÉCOLE DE TECHNOLOGIE SUPÉRIEURE

ESTIMATION DYNAMIQUE D'UN INDICE D'HUMIDITÉ SUR LE BASSIN DE LA RIVIÈRE LA GRANDE AVEC L'AIDE DE DONNÉES DE MICRO-ONDES PASSIVES

BENEDETTI, Bruno

RÉSUMÉ

La maîtrise du bilan hydrique présente un intérêt environnemental et économique certain, notamment au niveau des latitudes nordiques, où les effets des changements climatiques se font particulièrement ressentir. La compréhension du comportement des grands bassins versants nordiques canadiens est importante pour la gestion environnementale, et plus spécifiquement au Québec, est primordiale à l'optimisation de la production hydro-électrique. L'humidité du sol est un paramètre crucial, quoique mal compris, dans les échanges énergétiques entre le sol et l'atmosphère, ainsi qu'un indicateur important du stockage en eau de surface sur un bassin. Vu l'hétérogénéité spatiale et temporelle, l'éloignement, et la vaste superficie des bassins hydro-électriques majeurs, la télédétection s'avère un outil judicieux afin de quantifier cette variable.

Plusieurs techniques basées sur la télédétection ont déjà été développées afin d'estimer le contenu en eau du sol. Toutefois, les micro-ondes passives ont souvent la cote pour de telles études car l'atmosphère les affecte peu, et elles sont particulièrement sensibles aux variations de la constante diélectrique d'un sol mouillé. Le Basin Wetness Index, ou BWI (Basist et al., 1998) est un indice semi empirique relié au pourcentage d'eau liquide à la surface (sur les quelques premiers millimètres de sol), qui se calcule à partir des températures de brillance mesurées par le satellite SSM/I, ainsi qu'avec deux paramètres empiriques fixes propres à la région étudiée.

Ce mémoire fait une validation de la méthode BWI sur le système hydrique de la rivière La Grande, au Québec, en y adaptant le caractère dynamique innové par Temimi et al. (2006) afin de tenir compte des variations temporelles et spatiales. Le BWI est développé pour les années 1992 à 1999, du 1^{er} juin au 31 septembre, afin d'éviter les différences marquées d'émissivité caractéristiques à l'eau glacée. La validation du BWI s'effectue en le comparant à l'évolution de quelques paramètres climatiques.

Les résultats qualitatifs ainsi obtenus démontrent la sensibilité du BWI aux fluctuations hydrologiques. La réponse du BWI aux événements pluvieux varie entre 5 à 10 jours. Toutefois, au-delà des influences hydrologiques, le BWI est dominé par un cycle saisonnier, suggérant l'influence dominante de la croissance de la végétation. L'étude approfondie de ce lien s'avèrera un sujet très intéressant pour de futures études et pourrait parfaire le développement d'un indice du contenu en eau du sol.

Mots clés : télédétection, SSM/I, humidité du sol, Basin Wetness Index

DYNAMIC ESTIMATE OF THE BASIN WETNESS INDEX OVER THE LA GRANDE BASIN USING MICROWAVE DATA MEASURED BY SSM/I

BENEDETTI, Bruno

ABSTRACT

The understanding of the water balance holds a definite environmental and economical interest over environmental and economical issues, especially pertaining to northern climates, where the effects of global warming have the most repercussions. The understanding of the dynamics of the large northern Canadian basins is a key to environmental resources management and, particularly in Quebec, to optimize hydroelectric production. Soil moisture is a crucial, though relatively misunderstood, parameter in the surface-atmosphere energy interchange, as well as a good indicator of surface water storage. Given the spatial and temporal heterogeneity, remoteness, and sheer size of the major hydroelectric basins, remote sensing reveals itself as an ideal tool to assess such a factor.

Many remote sensing techniques have been developed in order to estimate the surface soil water content. However, passive microwave prove to be the most popular choice for such studies because they are less affected by the atmosphere and are particularly sensitive to variations in the dielectric constant of wet soils. The Basin Wetness Index, or BWI (Basist et al., 1998), is a semi empirical index of the liquid water content over the first few millimeters of soil, calculated from brightness temperatures remotely sensed by the SSM/I satellite instrument, combined with two fixed empirical parameters detailing the specifics of the studied region.

The following work validates the BWI method over the La Grande river basin, in Quebec, by adding the dynamical features innovated by Temimi (2006) in order to account for seasonal changes and, most notably, vegetation growth. The BWI is developed for the years 1992 to 1999, from June 1st to September 31st, in order to avoid the particular emissive behaviour of frozen water.

The validation of the BWI is done comparing its seasonal evolution to that of hydrologic parameters. The qualitative results thus obtained show the BWI's sensitivity to hydrological events. The BWI's response to precipitation events generally varies from 5 to 10 days. However, a seasonal cycle dominates the BWI, suggesting a strong link with vegetation growth. Further studies of this link should prove most interesting in refining the most appropriate approach for the development of a soil water content index.

Keywords: remote sensing, SSM/I, soil moisture, Basin Wetness Index

REMERCIEMENTS

L'eau, si on sait l'entendre, si on en apprend la langue, ouvrira toute la connaissance des êtres et des choses.

- Yves Thériault (1915 – 1983)

Merci à mes directeurs de mémoires, François Brissette et Robert Leconte, avec qui j'ai eu le plaisir de découvrir la science, d'écrire ce mémoire, et de vivre à l'ETS. Merci pour la connaissance, pour l'aide financière, et surtout, pour votre temps.

«*Thank you*» aussi à Isabelle Chartier d'Ouranos, et Lisa Ballagh du NSIDC, qui m'ont fourni des données, des précieuses données.

«*Gracias*» aux étudiants du DRAME, à ceux qui m'ont accueilli, ou que j'ai accueillis à mon tour. Sans Karine, Annie, Arnaud, Élizabeth, Alain, Marouane, Malika, Naira, Marie, Marie-Claude et Sébastien, les heures devant l'ordinateur auraient été bien tristes.

«*Grazie*» à ma grande petite famille, Claudio, Pierrette, Carlo et Giancarlo, pour leur support. 25 ans, c'est beaucoup de support.

«*Danke*» à ceux qui me sont chers. Sans Catherine, JS, Hugo, Jérôme, les Mathieu, les Alex, Ann, Sylvain et les autres, j'aurais travaillé beaucoup plus, mais souri beaucoup moins.

TABLE DES MATIÈRES

	Page
INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1 REVUE DE LITTÉRATURE : HYDROLOGIE	4
1.1 Cycle hydrologique	4
1.2 Bilan hydrique	6
1.3 Cycle de ruissellement	8
1.4 Humidité du sol	9
1.4.1 Définition de l'humidité du sol	10
1.4.2 Évolution de l'humidité du sol.....	11
1.4.3 Importance de l'humidité du sol	13
CHAPITRE 2 REVUE DE LITTÉRATURE : TÉLÉDÉTECTION	15
2.1 Définition de la télédétection	15
2.2 Nécessité de la télédétection	16
2.3 Plateformes d'instruments.....	17
2.4 Principes de la télédétection.....	19
2.4.1 Source d'énergie.....	20
2.4.2 Milieu de propagation	22
2.4.3 Interaction avec la cible	24
2.5 Télédétection par micro-ondes passives.....	28
2.5.1 Théorie des micro-ondes passives.....	29
2.5.2 Émissivité et humidité du sol	32
2.5.3 Facteurs affectant l'estimation de l'humidité du sol	35
2.6 Special Sensor Microwave/Imager	37
2.6.1 Choix du capteur SSM/I.....	37
2.6.2 Description du capteur SSM/I.....	41
CHAPITRE 3 REVUE DE LITTÉRATURE : LE BASIN WETNESS INDEX	45
3.1 Développement du BWI.....	46
3.2 Estimation dynamique du Basin Wetness Index	51

CHAPITRE 4 LE BASSIN LA GRANDE	53
4.1 Bassin versant La Grande.....	53
4.1.1 Physiographie	55
4.1.2 Hydrographie.....	59
4.2 Conditions climatiques.....	60
4.3 La couverture végétale	62
CHAPITRE 5 LA MÉTHODOLOGIE.....	63
5.1 Caractérisation de la zone d'étude	63
5.1.1 Délimitation de la zone d'étude	64
5.1.2 Construction de la physiologie de la zone d'étude.....	65
5.2 Traitement des images NSIDC	66
5.3 Calibration des paramètres empiriques	67
5.4 Les valeurs du BWI.....	69
5.4.1 Les phénomènes hydrologiques liés au BWI.....	69
5.4.2 Présentations du BWI.....	71
CHAPITRE 6 LES RÉSULTATS	73
6.1 Présentation des résultats des paramètres empiriques.....	73
6.2 Présentation géographique des résultats du BWI.....	75
6.2.1 Corrélations interannuelles.....	77
6.2.2 Comparaison du FWS entre trois méthodes.....	78
6.3 Présentation temporelle des résultats du BWI	79
6.3.1 Analyse de la tendance générale	80
6.3.2 Analyse des phénomènes particuliers	82
6.3.3 Interaction entre le dégel et le BWI	82
6.3.4 Croissance saisonnière du BWI	85
CONCLUSIONS.....	89
RECOMMANDATIONS.....	92
ANNEXE 1 CODE MATLAB.....	93
ANNEXE 2 METADATA.....	107

ANNEXE 3 TECHNIQUES D'ESTIMATION DE L'HUMIDITÉ DU SOL	109
ANNEXE 4 BWI VS PARAMÈTES HYDRIQUES SUR LE BASSIN LG2	120
ANNEXE 5 BWI VS PARAMÈTES HYDRIQUES SUR LE BASSIN LG3	129
ANNEXE 6 BWI VS PARAMÈTRES HYDRIQUES SUR LE BASSIN LG4.....	137
ANNEXE 7 CORRÉLATION INTERANNUELLES DES COEFFICIENTS	142
ANNEXE 8 COMPARAISON D'ÉTUDES DES PARAMÈTRES.....	144
ANNEXE 9 PRÉSENTATION GÉOGRAPHIQUE DU BWI ET DU FWS.....	147
ANNEXE 10 MOUVEMENT ORBITAL DES SATELLITES	152
ANNEXE 11 L'ÉTUDE DES BASSINS VERSANTS.....	156
BIBLIOGRAPHIE	164

LISTE DES TABLEAUX

	Page
Tableau 2.1 Classification des bandes micro-ondes	28
Tableau 2.2 Caractéristiques radiométriques des sept canaux SSM/I	44
Tableau 4.1 Aménagements sur le complexe La Grande	55

LISTE DES FIGURES

	Page
Figure 1.1 Le cycle hydrologique	5
Figure 1.2 Représentation schématique d'un bilan hydrique	7
Figure 1.3 Cycle de ruissellement.....	9
Figure 1.4 États de l'eau dans un sol	10
Figure 1.5 Évolution du profil hydrique près de la surface du sol lors de la redistribution	12
Figure 2.1 Schéma des composantes de la télédétection	19
Figure 2.2 Onde électromagnétique	20
Figure 2.3 Échelle des longueurs d'onde	22
Figure 2.4 Fenêtres atmosphériques	24
Figure 2.5 Possibles interactions entre le rayonnement et la cible	24
Figure 2.6 Signatures spectrales partielles pour l'eau et la végétation	25
Figure 2.7 Relations entre l'humidité du sol et la température de brillance, et avec l'émissivité	33
Figure 2.8 Étapes afin d'extraire l'humidité du sol à partir de la température de brillance obtenues par télédétection passive.....	35
Figure 2.9 Effets directs et indirects de la végétation sur le signal des micro-ondes	36

Figure 2.10	Schéma du procédé de SÉBAL	40
Figure 2.11	Géométrie de la vue d'un radiomètre, tel SSM/I	43
Figure 3.1	Relation entre l'émissivité et la fréquence, pour différentes proportions de teneur en eau de surface, f	47
Figure 3.2	Température de brillance des canaux en polarisations verticales SSM/I sur une coupe en travers du fleuve Mississippi	49
Figure 3.3	Le BWI et les pluies sommées sur 10 jours à la station Wrigley en 1999	52
Figure 4.1	Bassins versants détournés dans le système hydrique La Grande	54
Figure 4.2	Courbe hypsométrique du bassin versant La Grande	56
Figure 4.3	Physiographie et hydrographie du bassin versant La Grande	58
Figure 4.4	Profil de la rivière La Grande	59
Figure 4.5	Températures moyennes en janvier et juillet sur le nord québécois	61
Figure 4.6	Couverture végétale du bassin La Grande	62
Figure 5.1	Conversion des coordonnées de lat-lon à EASE-Grid	65
Figure 6.1	Courbes annuelles des paramètres B0 et B1 sur le bassin La Grande	74
Figure 6.2	Distribution géographique du BWI à l'automne	76
Figure 6.3	Trois cas de coefficients de corrélation entre les BWI de deux années différentes	77

Figure 6.4	FWS fournit par le CCT (gauche), estimé à partir d'images SSM/I 37 GHz (centre) et estimé selon la méthode du mémoire présent.....	79
Figure 6.5	Courbes BWI annuelles du bassin entier de La Grande	81
Figure 6.6	Dégels tardif et tôt, et leurs effets sur le BWI	84
Figure 6.7	Le BWI, les phénomènes hydriques et climatiques, et le temps de réponse sur le sous-bassin LG4, en 1994.....	87
Figure 6.8	Le BWI, les phénomènes hydriques et climatiques, et le temps de réponse sur le sous-bassin LG2, en 1993.....	88

LISTE DES ABRÉVIATIONS ET SIGLES

ASTER	Advanced Space-borne Thermal Emission and Reflection radiometer
BWI	Basin Wetness Index
CCT	Centre canadien de télédétection
CEOS	Committee on Earth Observation Satellites
CNES	Centre national d'études spatiales
COMITAS	Commission ministérielle de la terminologie en télédétection aérospatiale
CRISP	Center for Remote Sensing, Imaging and Processing
DEM	Digital Elevation Model
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program
EASE-Grid	Equal-Area Scalable Earth Grid
EFEDA	ECHIVAL Field Experiment in Densification-threatened Areas
EOL	Eastmain-Opinaca-Petite Opinaca
ESA	European Space Agency
ESSP	Earth System Science Pathfinder
FIFE	First International satellite land surface climatology project Field Experiment
FWS	Free Water Surface
GEWEX	Global Energy and Water Cycle Experiment
GPS	Global Positioning System
GRACE	Gravity Recovery and Climate Experiment
GSFC	Goddard Space Flight Center
IEEE	Institute of Electrical and Electronics Engineers

MAGS	Mackenzie GEWEX Study
NARR	North American Regional Reanalysis
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NASDA	National Space Development Agency of Japan
NERC	National Environment Research Council
NGDC	National Geophysical Data Center
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NSIDC	National Snow and Ice Data Center
ONU	Organisation des nations unies
OQLF	Office québécois de la langue française
SAR	Synthetic Aperture Radar
SEBAL	Surface Energy Balance Algorithm for Land
SEBJ	Société d'énergie de la Baie James
SFPT	Société française de photogrammétrie et télédétection aérospatiale
SSM/I	Special Sensor Microwave Imager
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
USGS	United States Geological Survey

INTRODUCTION

«Réaffirmons notre volonté de mieux gérer les ressources en eau de notre planète, qui sont la clef de notre survie et d'un développement durable au XXI^e siècle.» En cette Décennie internationale d'action, *L'eau, source de vie*, 2005-2015, ces paroles du secrétaire général de l'ONU, Kofi A. Annan (2005), retentissent plus fort que jamais.

La bonne gestion des ressources se fonde tout d'abord sur une connaissance accrue de celles-ci. Ainsi, l'étude du cycle hydrologique est essentielle à la gestion efficace et au développement durable des ressources en eau. Dans le domaine de l'hydrologie de surface, il y a présentement un besoin impératif de comprendre l'interaction se jouant entre la surface terrestre et l'atmosphère. Les flux hydriques et énergétiques opérant à l'interface entre la surface et l'atmosphère dépendent fortement du contenu en eau du sol. Conjointement à la température au sol, à la végétation, et aux précipitations, l'humidité du sol influence fortement les phénomènes d'évaporation, d'infiltration et de ruissellement (European Space Agency [ESA], 2001). Même si le sol terrestre ne contient qu'un léger pourcentage du budget hydrique global, l'humidité du sol joue un rôle important dans la balance du cycle de l'eau (ESA, 2004). En effet, l'humidité du sol et la condition de gel/dégel opèrent une certaine résistance envers l'évaporation, la transpiration, et l'échange de carbone sur la surface terrestre, trois facteurs déterminants des cycles hydrique, énergétique et carbonique. L'urgence d'étudier et de comprendre l'humidité du sol repose non seulement sur le rôle capital que joue celle-ci dans les échanges énergétiques et hydriques entre l'air et le sol (De Ridder, 2000), mais aussi sur la pénurie de données fiables et étendues (ESA, 2004).

Au-delà de l'étude du cycle hydrologique, la connaissance de la distribution spatiale et des variations temporelles de l'humidité du sol s'applique directement à l'amélioration des outils de modélisation hydrologiques. Celle-ci étant primordiale afin de comprendre les dynamiques de stockage, d'échange et de partition de l'eau à travers les bassins

hydriques (Scott, Bastiaanssen, & Ahmad, 2003), sa présence permettrait à un modèle spatialisé de procéder à l'estimation des volumes d'eau emmagasinés dans les terres en amont et les gradients qui encouragent les écoulements vers l'aval. Ainsi donc, la connaissance de l'humidité du sol, implantée dans la modélisation hydrologique, présente de nets avantages dans les domaines de l'ingénierie fluviale, de la foresterie, de l'agriculture et, particulièrement sur les grands bassins nordiques, de l'hydro-électricité.

Afin de présenter des résultats minimalement biaisés, une étude hydrologique sur la variabilité spatiale et temporelle doit être effectuée sur un bassin d'une grande superficie, durant plusieurs années, réduisant ainsi la pondération des erreurs ponctuelles. Pour cette raison, le présent mémoire étudie le système hydrique La Grande, vaste de 176 000 km², soit le plus grand du Québec. Le seul moyen d'obtenir de l'information quotidienne sur une telle échelle est par la télédétection satellitaire (De Ridder, 2000). Parmi les différentes techniques de télédétection, la lecture de micro-ondes passives, moins affectées par les conditions atmosphériques, est prise. Développé par Basist *et al.* (1998), le Basin Wetness Index (BWI) se base sur la corrélation entre la diminution d'émissivité de différentes fréquences de micro-ondes passives et la présence d'eau à, et près de, la surface du sol. Le BWI démontre ainsi la tendance de la variation du pourcentage de la couverture d'eau liquide à la surface.

Le présent mémoire a pour but de valider l'indice BWI sur le bassin versant La Grande et d'explorer son utilité au moyen de corrélation avec d'autres variables hydrologiques. D'abord, une revue bibliographique rappellera les notions précédentes nécessaires à cette étude. Premièrement, un survol du cycle hydrologique et du bilan hydrique démontrera le rôle qu'y tient l'humidité du sol, ainsi que l'importance d'en faire un suivi. Ensuite, la télédétection sera rapidement définie afin d'exposer les bases sur lesquelles se fondent cet outil. Troisièmement, l'élaboration du BWI, ainsi que les modifications encourues seront abordées. Le quatrième chapitre définira la zone de l'étude, le système hydrique La Grande. Le chapitre suivant sera ensuite dédié aux

différentes données utilisées et à la méthodologie suivie pour l'élaboration des résultats. Puis, le sixième chapitre présentera l'ensemble des résultats et validera les indices trouvés avec des données climatiques et hydrologiques. Finalement, ce mémoire conclura sur la signification des résultats et les recommandations pour le développement futur.

CHAPITRE 1

REVUE DE LITTÉRATURE : HYDROLOGIE

Rien ne se perd, rien ne se crée, tout se transforme.

- Antoine-Laurent de Lavoisier (1743 – 1794)

1.1 Cycle hydrologique

Carburé principalement par le soleil, le cycle hydrologique est le moteur de toute vie terrestre. Phénomène oeuvrant à l'échelle globale, des abysses océaniques à la voûte atmosphérique, le cycle hydrologique, intimement lié au cycle énergétique, se définit en son sens le plus large comme un cycle correspondant à la circulation incessante des molécules d'eau au sein de l'atmosphère, de la biosphère, de l'hydrosphère et de la lithosphère (Bouna-Aly, 2000).

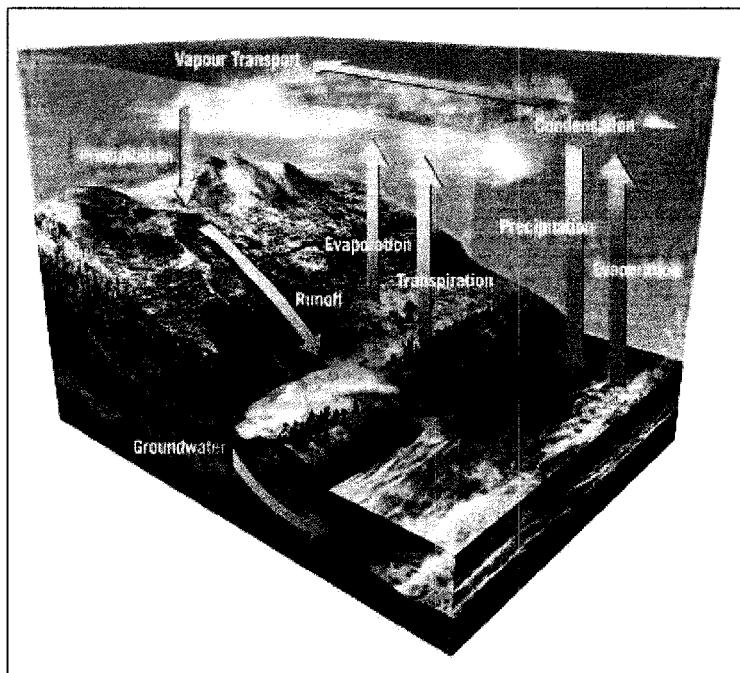


Figure 1.1 Le cycle hydrologique
(National Aeronautics and Space Administration [NASA], 2004a)

En détail, ce cycle se divise en un ensemble de processus qui transforment et transportent l'eau, tel que démontré à la **figure 1.1**. Malgré le fait qu'un cycle n'a ni début ni fin, l'étude du cycle hydrologique débute habituellement par l'évaporation s'opérant au-dessus des océans, puisque plus de 97% de l'eau de la planète y est stockée (De Villiers, 2003). Selon Llamas (1993), le cycle hydrologique peut être divisé et ordonné comme suit :

- l'évaporation d'eau des océans, du sol et des plantes (évapotranspiration)
- la formation dans l'atmosphère de nuages, de brouillard ; leur transport par le vent
- la condensation de l'eau et les précipitations sous différentes formes
- le ruissellement de surface, de l'infiltration, la percolation, l'écoulement souterrain et le retour en surface
- la formation des courants de surface, de rivières, de fleuves et leur décharge dans les lacs, mers et océans.

Dominées par l'énergie thermique solaire, les forces engendrant les mécanismes de transformation de l'eau incluent aussi la gravité (précipitation, ruissellement, infiltration), les attractions solaires et lunaires (marées, courants marins), la pression atmosphérique (vents, masses d'air), les forces intermoléculaires de capillarité (percolation, infiltration), les réactions chimiques, ainsi que les activités biologiques et humaines (El-Jabi & Rousselle, 1990).

Le cycle hydrologique soutient la vie terrestre parce que plus d'eau s'évapore des océans qu'il n'en retombe directement. La balance se précipite sur les continents et rend possible la vie car elle retombe sous forme potable. Le renouveau du cycle n'est pas seulement quantitatif, mais aussi qualitatif (De Villiers, 2003).

1.2 Bilan hydrique

En 2003, le State Hydrological Institute de Saint-Pétersbourg (Shiklomanov & Balonishnikova, 2003), estimait grossièrement la quantité d'eau dans les océans, sur terre et dans l'atmosphère à un volume stable d'environ 1,4 milliard de km³. Sans création ni élimination significative de molécules d'eau, le système hydrologique global est considéré comme fermé (Toussaint, 2003). Toutefois, lorsque l'analyse hydrologique porte sur une région particulière comprise dans l'hydrosphère, il est possible de développer un bilan hydrologique décrivant l'évolution des quantités d'eau à travers celle-ci.

Le bilan hydrologique applique le principe de conservation de la masse à l'eau transigeant à travers un bassin versant. Sous sa forme la plus simple, tout bilan se traduit par la différence entre un intrant et un extrant. Mathématiquement, cela s'exprime par la relation :

$$I - O = \frac{dS}{dt} \quad (1.1)$$

Où : I = intrants (m^3/s)

O = extrants (m^3/s)

$\frac{dS}{dt}$ = variation du stockage

Lors de l'étude d'un bilan hydrique, les intrants regroupent les précipitations (P), le ruissellement de surface d'entrée (R_1), et les écoulements souterrains d'entrée (G_1). Le ruissellement de surface à l'exutoire (R_2), les écoulements souterrains de sortie (G_2), l'évapotranspiration (ET), et la consommation humaine constituent les extrants. La différence entre tous ces termes, l'emmagasinement, est à son tour décortiqué selon ses composantes : les eaux de surface (S_s), les eaux souterraines (S_g), l'humidité du sol, la neige au sol, la rosée. El-Jabi (1990) exprime alors le bilan hydrique par:

$$P - (R_2 - R_1) - ET - (G_2 - G_1) = \Delta(S_s + S_g) \quad (1.2)$$

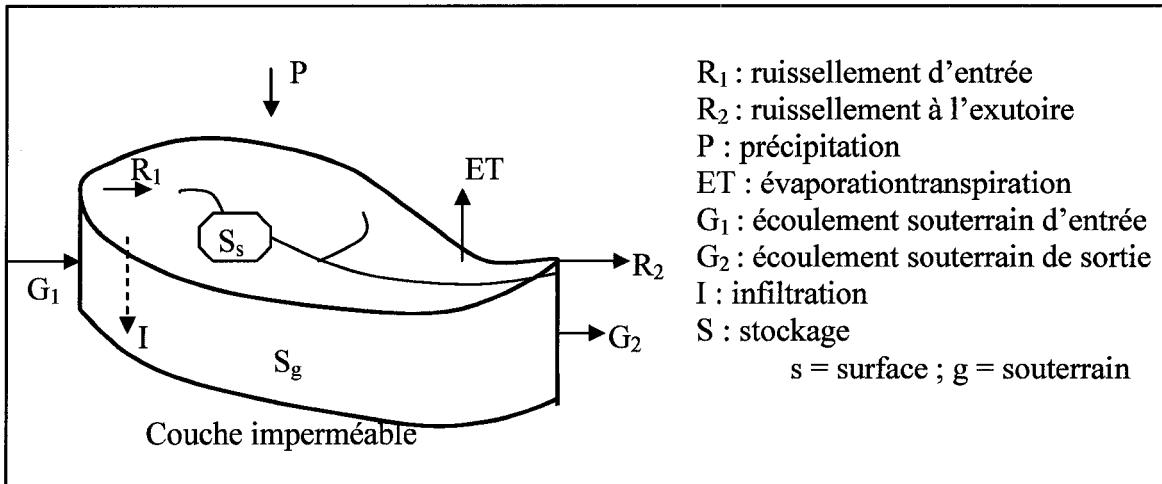


Figure 1.2 *Représentation schématique d'un bilan hydrique*
(El-Jabi & Rousselle, 1990)

En fait, la représentation schématique du bilan hydrique de la **figure 1.2** s'avère être quasi identique à la figure 1. Elle ne fait que circonscrire les éléments de la figure 1 dans un ensemble fermé afin de comptabiliser les quantités d'eau circulantes en un bilan. Le bilan hydrique est un outil simple mais efficace afin d'isoler un des processus du cycle

hydrologique, ou pour quantifier les variations sur une période donnée. Anctil (2005) rappelle qu'un hydrologue doit être attentif aux problèmes d'échelle qu'occasionne l'utilisation d'un bilan hydrique sur une région. Les différents phénomènes constituants les intrants et les extrants opèrent souvent sur des laps de temps très différents. Par exemple, alors qu'une averse significative peut être un phénomène brusque et ponctuel, les écoulements souterrains s'opèrent lentement, mais continuellement.

1.3 Cycle de ruissellement

En hydrologie de surface, une portion du cycle hydrologique présente un intérêt particulier : le cycle de ruissellement. Défini comme «le moment où l'eau atteint le sol sous forme de précipitations et le moment de l'évapotranspiration ou du déversement dans les cours d'eau» (Office québécois de la langue française [OQLF], 1974), le cycle de ruissellement n'est en fait pas un cycle au sens propre du mot. En effet, le cycle de ruissellement comporte un intrant, la précipitation (liquide ou solide), et un extrant, le ruissellement total, qui ne sont pas nécessairement égaux et pas immédiatement recyclés dans ce sous-système. Le bilan hydrique du cycle de ruissellement ne comporte qu'une seule entrée, les précipitations (la fonte de neiges est considérée comme un produit direct de la précipitation) et deux sorties, l'évapotranspiration et les écoulements. La **figure 1.3** schématise une vue en élévation des processus de transfert d'eau s'effectuant à la surface et sous le sol.

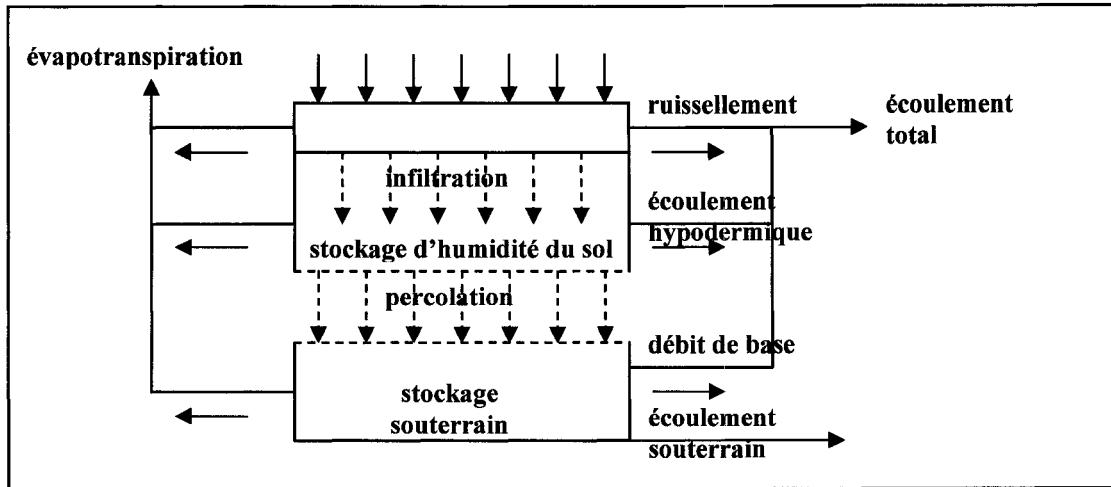


Figure 1.3 Cycle de ruissellement
(modifié de Cheremisinoff, Cheremisinoff, & Cheng, 1988)

L'intérêt de ce cycle dans la présente étude est l'isolation de la variable d'humidité du sol. Celle-ci est alimentée directement par l'infiltration des précipitations et, à un degré bien moindre, par la remontée capillaire. L'eau ainsi contenue à la surface du sol se vide selon plusieurs procédés. Le vent, l'humidité de l'air et le rayonnement solaire encouragent l'évapotranspiration, alors que la gravité et la capillarité sont responsables des mouvements à travers et sur le sol : le ruissellement, l'écoulement hypodermique et la percolation.

1.4 Humidité du sol

La variation de l'humidité du sol étant la variable d'intérêt étudiée dans ce mémoire, il convient d'abord de la définir, ainsi que de comprendre non seulement les effets qu'elle subit sous l'action des phénomènes météorologiques, mais aussi l'importance que l'humidité du sol tient elle-même sur le climat.

1.4.1 Définition de l'humidité du sol

L'eau contenue dans le sol existe sous plusieurs formes. Tel que présenté à la **figure 1.4**, le sol est divisé en trois zones dans lesquelles l'eau existe sous quatre formes. Au plus bas de la couche de sol, juste au-dessus de la barrière imperméable, les interstices entre les grains sont entièrement occupés par de l'eau. Le sol est donc saturé. Cette accumulation d'eau s'appelle la nappe phréatique, ou souterraine. Au-dessus de celle-ci, l'eau capillaire est retenue continuellement par l'action de la capillarité. La zone la plus superficielle se nomme zone aérée car l'eau et l'air se partagent les pores entre les grains. L'eau qui s'y trouve se distingue en deux catégories : l'eau libre qui percolé entre les grains, et l'eau retenue par capillarité ou adsorption (Anctil et al., 2005).

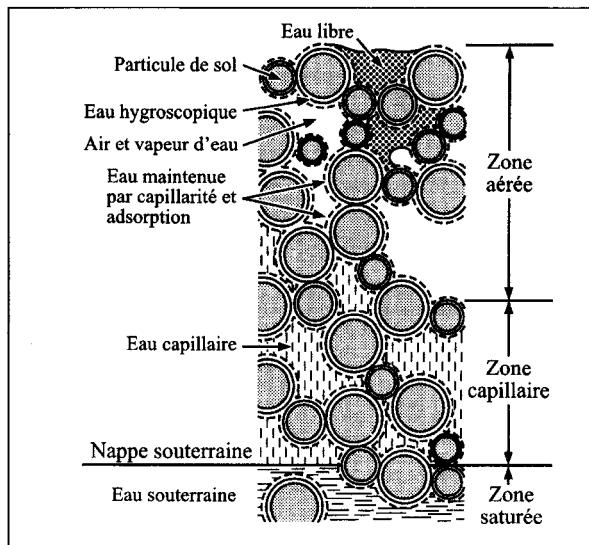


Figure 1.4 États de l'eau dans un sol
(Anctil et al., 2005)

En hydrologie, le concept d'humidité du sol décrit «l'eau contenue dans la portion du sol se trouvant au-dessus de la nappe phréatique, y compris la vapeur d'eau présente dans les interstices du sol» (OQLF, 1974). Cette eau est plus intéressante à étudier car elle varie

facilement et répond plus aux phénomènes météorologiques. Cette teneur en eau est exprimée simplement comme suit :

$$\theta = \frac{S_{H2O}}{S_{total}} \quad (1.3)$$

Où S_{H2O} = volume d'eau libre

S_{total} = volume total

Fait à noter, en hydrologie, l'intérêt n'est pas orienté vers la magnitude de l'humidité, mais plutôt vers la variation de celle-ci (Anctil et al., 2005) puisque cela indique les tendances que prendront les phénomènes hydrologiques dépendants.

1.4.2 Évolution de l'humidité du sol

L'humidité du sol demeure à l'équilibre tant que les forces de gravitation, qui tirent l'eau vers le bas, sont égales aux tensions de surface, qui maintiennent les gouttes agrippées aux grains du sol. Le statu quo du bilan hydrique du sol est d'abord perturbé par l'apport d'eau à la surface du sol. Cet apport provient généralement d'une précipitation ou d'une fonte de neige (la fonte n'est pas étudiée dans le présent mémoire), qui s'infiltra dans les premiers centimètres du sol, mais peut aussi résulter d'une remontée de l'eau tirée vers la surface par les forces capillaires pour compenser l'assèchement à la surface.

Durant l'averse, la couche supérieure du sol joue un rôle tampon, se gorgeant d'eau jusqu'à saturation. L'eau s'infiltra de cette mince zone de saturation à la zone de transmission, dont la teneur en eau est légèrement sous le niveau de saturation. La quantité d'eau pouvant s'infiltrer dans la zone de saturation dépend de la capacité d'infiltration. Si l'intensité de la précipitation dépasse la vitesse à laquelle le sol peut absorber l'eau, l'excédent ruissellera. Caractéristique de la nature du sol, la capacité d'infiltration dépend aussi du temps écoulé depuis le début de l'averse, de la couverture

végétale, et de la teneur initiale en eau (Anctil et al., 2005). Ainsi donc, l'humidité initiale d'un sol est un facteur à sa propre évolution face à un apport.

Une fois les précipitations terminées, la redistribution de l'eau dans le sol s'effectue par percolation, évaporation et capillarité. L'évolution du profil hydrique (**figure 1.5**) durant la redistribution, voit une uniformisation des zones alors que la teneur en eau de la partie supérieure du sol se stabilise. Lorsque l'eau cesse de percoler sous l'action de la gravité, la teneur en eau du sol à ce moment est appelé capacité au champ. Sans une nouvelle alimentation en eau, l'eau contenue dans le sol diminue sous l'action de l'absorption racinaire et de l'évaporation. L'humidité du sol peut ainsi diminuer jusqu'au point de flétrissement (θ_i), niveau auquel l'eau est trop rare pour soutenir la survie des plantes.

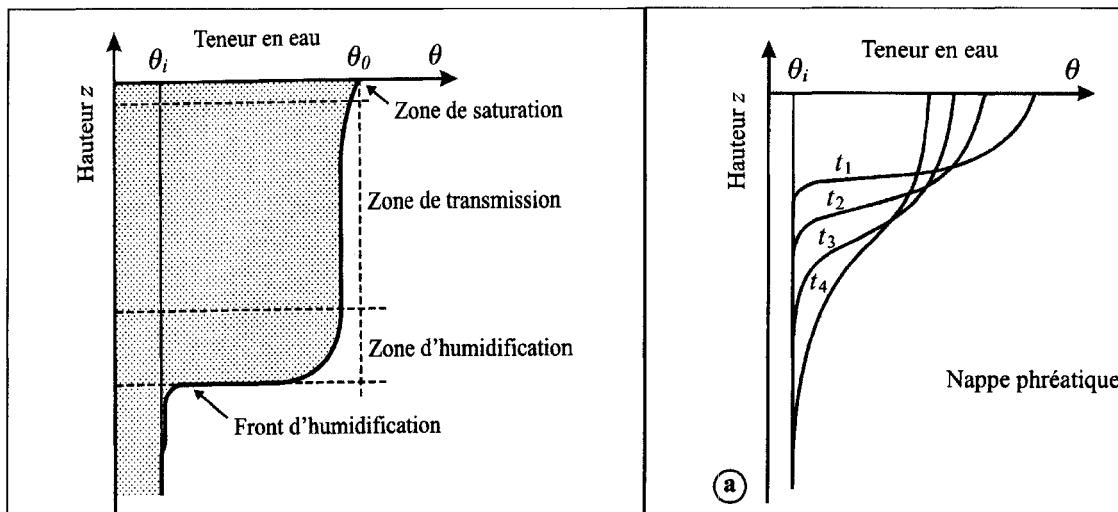


Figure 1.5 Évolution du profil hydrique près de la surface du sol lors de la redistribution
(Musy & Souter, 1991)

Une teneur en eau plus grande que la capacité au champ étant un état de courte durée due à un événement, et le point de flétrissement étant considéré comme une limite inférieure, l'humidité du sol tend donc à varier à l'intérieur de ses limites.

1.4.3 Importance de l'humidité du sol

L'étude de l'humidité du sol ne se fait pas sans raison. Effectivement, plusieurs études démontrent clairement l'impact qu'a l'humidité du sol sur les phénomènes météorologiques. Après une étude sur les pluies de juillet dans le centre des États-Unis, Beljaars et al. (1996) ont découvert un feed-back prononcé entre l'hydrologie de surface et les précipitations estivales. De même, Schär et al. (1999) ont observé un lien semblable en Europe.

En effet, l'humidité du sol est aujourd'hui bien connue comme étant une variable clé de l'hydrologie de surface et des échanges hydriques et énergétiques. Elle contrôle notamment la proportion de pluie qui percole, ruisselle ou s'évapore (Spencer, 2000). La connaissance des écoulements s'avère cruciale pour plusieurs applications économiques directes, tel l'hydro-électricité, la conception d'infrastructures, ou l'agriculture.

Sans aucun doute, la modélisation hydrologique bénéficierait grandement de l'obtention de plus amples informations sur l'humidité du sol. Cette modélisation permet notamment une meilleure prédition des niveaux d'eau des réservoirs alimentant les centrales hydro-électriques. Évidemment, une bonne connaissance de la ressource facilite une bonne gestion de la production.

De plus, puisqu'une des principales causes d'inondation est l'incapacité d'un sol saturé à absorber davantage d'eau (Toussaint, 2003), la connaissance de l'humidité du sol et son incorporation dans les modèles prévisionnels permettrait une diminution des risques encourus, et apporterait une aide aux concepteurs d'ouvrages hydrauliques tels les égouts ou les ponceaux.

Évidemment, phénomène connu depuis que l'homme cultive la terre, l'agriculture et la foresterie dépendent beaucoup de l'humidité du sol. Les racines puisent spontanément plus ou moins d'eau selon la quantité disponible afin de ne pas gaspiller la ressource. Ainsi, la croissance des plantes dépend directement de l'humidité du sol. Il en est de même pour le taux de transpiration. Ajoutée à l'évaporation effectuée au sol, la transpiration des plantes joue un rôle important dans le retour de l'eau à l'atmosphère.

Ainsi, au-delà d'applications immédiates, l'apport en eau que fournit le sol humide à l'atmosphère par évapotranspiration contribue directement à l'état du climat local en augmentant l'humidité atmosphérique (nuages), ainsi qu'en diminuant les températures (ESA, 2004).

Sommairement, Wigneron et al. (2003) expliquent qu'en hydrologie et météorologie, la teneur en eau à la surface du sol (correspondant environ aux cinq premiers centimètres) est une variable importante pour estimer le rapport entre l'évaporation réelle et potentielle, pour partitionner les précipitations entre ruissellement et infiltration, et pour calculer plusieurs variables clés de l'hydrologie de surface et du bilan hydrique.

CHAPITRE 2

REVUE DE LITTÉRATURE : TÉLÉDÉTECTION

Qui voit de haut, voit bien; qui voit de loin, voit juste.

- Victor Hugo (1802 – 1877)

2.1 Définition de la télédétection

Tel que l'indique l'étymologie de son nom, la télédétection se révèle être l'art d'observer à distance, sans contact matériel avec le sujet (Bonn & Rochon, 1992). Ainsi donc, selon sa définition la plus globale, la télédétection est constamment utilisée par l'humain qui perçoit l'état et l'évolution de son environnement. En fait, trois des cinq sens humains, la vue, l'ouïe et l'odorat sont des méthodes de télédétection (Centre canadien de télédétection [CCT], 2006). Conséquemment, la télédétection moderne conserve le but original d'observer, mais reproduit, développe et même surpasse les résultats à travers l'instrumentalisation. Lorsque destinée à des fins scientifiquement appliquées, la télédétection se définit plutôt, selon la Commission ministérielle de la terminologie de la télédétection aérospatiale (COMITAS, 1988), comme étant «l'ensemble des connaissances et techniques utilisées pour déterminer des caractéristiques physiques et biologiques d'objets par des mesures effectuées à distances, sans contact matériel avec ceux-ci».

L'introduction d'instruments de télédétection date de 1839, lorsque François Arago présente les travaux de Joseph Nicéphore Niépce et Louis Jacques Mandé Daguerre, inventeurs de la photographie (Wikimedia Foundation, 2006). Cette découverte permit à Félix Tournachon de prendre, en 1858, à l'aide d'un ballon, la première image aérienne de Paris. L'arrivée du radar et l'espionnage photographique aérien durant la Deuxième Guerre mondiale sont des moments importants dans l'histoire de la télédétection

puisque'il s'agit alors de la première utilisation à grande échelle. Finalement, l'arrivée des satellites déclenche une véritable révolution dans le domaine de la télédétection, qui s'avère alors un moyen idéal d'observer l'ensemble de la Terre.

Aujourd'hui, les applications de la télédétection à travers une multitude de domaines sont en constante croissance. Les sciences de la terre et l'hydrologie ne sont évidemment pas laissées pour compte et cette section répond donc à la nécessité de la télédétection en hydrologie de surface, ainsi qu'à l'importance de la plateforme satellitaire afin de cartographier l'humidité du sol. Afin de supporter le choix de la télédétection par micro-ondes passives, sur lequel se fonde cette étude, il convient d'abord de présenter cette technologie. Quoique la télédétection n'en soit pas exclusivement limitée, la grande majorité des techniques utilisées au XXI^e siècle pour l'étude de l'humidité du sol, perçoivent les variations des ondes électromagnétiques. Pour cette raison, l'accent est ici mis sur les fondements de la télédétection des ondes électromagnétiques. Conséquemment, la technique particulière des micro-ondes passives, à la base des mesures SSM/I, est approfondie. Complémentairement, l'**annexe 3** traite de quelques technologies notables pouvant aussi servir à l'étude de la variation de l'humidité dans le sol et l'**annexe 10** décrit le mouvement satellitaire et son influence sur le choix du type d'instrument.

2.2 Nécessité de la télédétection

Puisque la crédibilité de toute étude se fonde sur des données de qualité, l'instrument de mesure doit être adapté aux caractéristiques de la variable à étudier. L'humidité du sol est sujette à des changements spatiaux et temporels rapides et démontre une variabilité significative selon la profondeur, et surtout selon la localisation géographique. Ainsi, afin de cartographier l'humidité au sol de la superficie à étudier, les instruments de mesure doivent pouvoir obtenir des valeurs suffisamment précises du contenu en eau, qui représentent l'échelle des variabilités spatiales et temporelles, et ce sur la profondeur requise.

Premièrement, il est donc nécessaire que la mesure soit représentative de l'évolution de l'humidité du sol à travers la profondeur requise. Les modèles hydrologiques représentent les écoulements de surface et dans la zone de recharge. À ces fins, comme données d'entrée, les modèles nécessitent une humidité du sol sur une certaine profondeur. Il est important de noter que si la mesure ne peut directement convenir au besoin, il existe aussi des algorithmes empiriques capables d'extrapoler la teneur en eau d'un sol sur toute sa profondeur à partir de la connaissance du contenu en eau des quelques centimètres de sa surface.

Deuxièmement, la plus grande difficulté dans la prise de mesure d'humidité du sol demeure la couverture spatiale. L'immensité du territoire, l'éloignement des bassins versants majeurs, la localisation des événements météorologiques, et surtout l'hétérogénéité du terrain demandent une couverture abondante de mesures.

Troisièmement, la fréquence des phénomènes météorologiques et la rapidité d'exécution des procédés de redistribution de l'humidité du sol nécessitent une prise de mesure régulière et fréquente.

La seule technique de mesure pouvant répondre à ces critères est la télédétection satellitaire. En fait, Bindlish et al. (2003) affirme que «l'humidité du sol en surface est la seule variable [d'état de l'hydrologie de surface] qui n'est pas présentement observée sur de larges superficies et sur de longues périodes de temps avec la télédétection».

2.3 Plateformes d'instruments

Il existe trois moyens de couvrir un espace avec les instruments. Dépendamment du support de l'instrument, la télédétection peut s'effectuer à partir de stations au sol, de façon aéroportée, ou encore par satellite.

La prise de mesure au sol se fait par des instruments directement présents sur le site à l'étude, généralement perchés sur une tour ou la girafe d'un camion. Les stations au sol ont les avantages de présenter une résolution très fine (quelques mètres seulement), d'être très fiables, et d'opérer en continu. Cependant, cartographier une région avec des stations au sol pose quelques problèmes d'envergure. Cela nécessite un énorme réseau d'une multitude de stations dont les données sont interpolées par krigage afin d'obtenir la couverture spatiale désirée. Un tel réseau est complexe à gérer et peut coûter très cher, selon la grandeur de l'espace à couvrir puisque chaque station est une entité indépendante, et la calibration, validation et contrôle de la qualité de chacune impliquent des coûts additionnels. Les mesures *in situ* sont mieux adaptées à l'étude des principes fondamentaux des différentes sciences pouvant servir à détecter l'humidité du sol et à la validation d'instruments aéroportés et satellitaires futurs.

La télédétection aéroportée est très utile pour les études cartographiant de larges superficies. Ce mode permet aussi un contrôle plus accru sur la fréquence et le synchronisme des passages, et offre une meilleure résolution spatiale que les systèmes satellitaires. Afin de faire fonctionner un programme de télédétection aéroportée, une calibration faite en comparant les données aéroportées avec des données au sol est nécessaire. Les études sur instruments aéroportés peuvent être suffisantes pour les courts projets sur des zones limitées, mais, en générale, servent comme prototypes pour les missions satellites futures (Schultz & Engman, 2000).

L'instrument SSM/I étant monté sur une plateforme satellitaire, la compréhension des conditions en régissant le fonctionnement est cruciale. Le grand avantage des capteurs satellitaires est qu'ils offrent une couverture à l'échelle planétaire et à long terme (dépendant de la durée de vie de la mission). La calibration des capteurs nécessite des mesures au sol, mais parfois aussi des prototypes aériens afin d'évaluer l'atténuation de l'atmosphère et du couvert végétal. La possibilité d'obtenir une couverture à l'échelle planétaire rend les satellites de plus en plus populaires pour l'étude des variables du

cycle hydrologique, dont l'humidité du sol. Cependant, les coûts initiaux reliés au lancement d'un satellite sont très élevés. Pour cette raison, plusieurs instruments sont portés par le même satellite et seulement quelques organismes au monde peuvent en être responsables, et donc, propriétaires des images.

2.4 Principes de la télédétection

Quelle que soit l'instrument ou la variable à étudier, la télédétection satellitaire repose sur quelques principes de base. La **figure 2.1**, présenté par le Centre canadien de télédétection, illustre très bien les sept éléments de base nécessaires afin d'effectuer des mesures à distance de l'interaction entre l'énergie solaire et la cible, et de les transformer en produits utilisables pour l'homme.

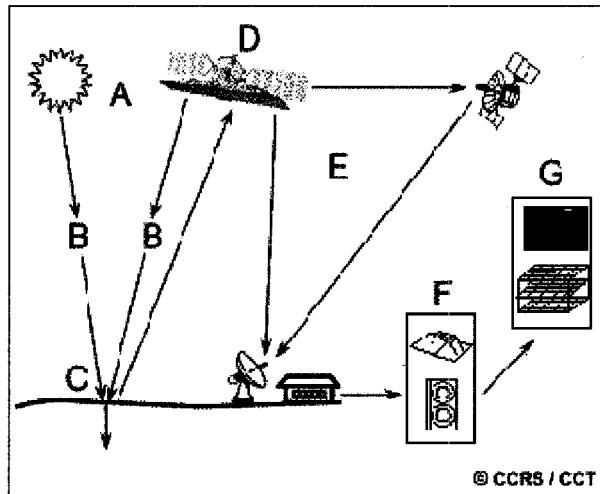


Figure 2.1 *Schéma des composantes de la télédétection*
(CCT, 2006)

Puisque la quasi-totalité des techniques de télédétection utilisée en hydrologie, dont notamment la détection des micro-ondes passives par l'instrument SSM/I, mesurent les ondes électromagnétiques, il est convenable d'en analyser les éléments. Les éléments A, B et C constituent les fondements physiques et sont ici expliqués, suivis des principes de

couverture géographique par satellite. Les éléments D, E, F et G, les opérations anthropiques effectuées pour l'interprétation des mesures, sont expliquées dans les chapitres 4 et 5, pour les données SSM/I étudiées seulement.

2.4.1 Source d'énergie

Tout corps dont la température est supérieure à 0 K émet un rayonnement électromagnétique, il joue le rôle de source en transformant une partie de l'énergie thermique en énergie radiative, donc en un rayonnement électromagnétique (Girard & Girard, 1999). Le soleil, avec sa température de surface moyenne de 6000°C et sa masse 333 000 fois plus grande que la Terre (Hamilton, 2001), s'avère la source essentielle de rayonnement électromagnétique à la surface de la Terre. Tel que le présente la **figure 2.2**, l'énergie électromagnétique existe sous deux formes complémentaires, le champ magnétique (H) et le champ électrique (E).

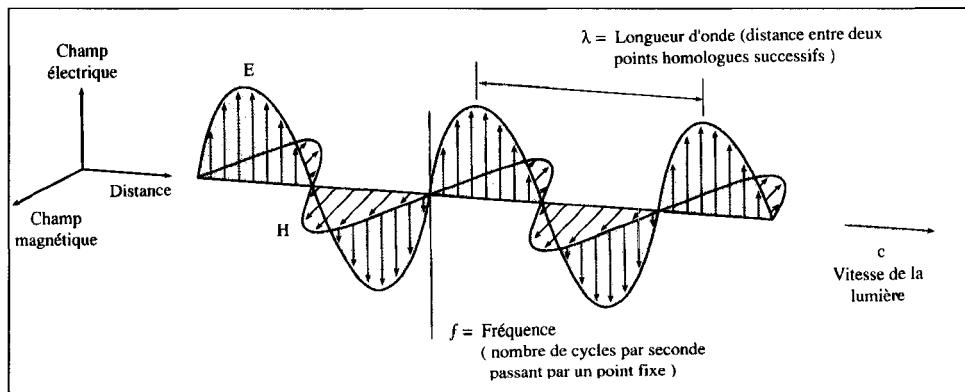


Figure 2.2 Onde électromagnétique
(Bonn & Rochon, 1992)

Le rayonnement électromagnétique se caractérise selon la période, la fréquence, la vitesse de propagation, la longueur d'onde et l'amplitude (Bonn & Rochon, 1992). En télédétection, l'onde est classée et évaluée selon sa fréquence (en hertz), soit le nombre de cycle complet par seconde. Une haute fréquence signifie plus d'énergie, mais une

longueur d'onde et une capacité de pénétration plus courtes (distance entre deux sommets d'amplitude). Toutes les radiations électromagnétiques s'expriment ainsi :

$$c = \lambda \cdot \nu \quad (2.1)$$

Où c = vitesse de la lumière (3×10^8 m/s)

λ = longueur d'onde (m)

ν = fréquence (Hz)

La vectorisation du champ électrique sert notamment à définir la direction de la polarisation de l'onde. Prenant la surface de contact de la cible comme plan de référence, la polarisation est dite *horizontale* si le champ électrique oscille dans un plan parallèle à la référence. Incidemment, la polarisation est *verticale* lorsque le vecteur électrique est perpendiculaire au sol.

La classification et nomenclature des ondes selon la fréquence se fait tel que le présente la **figure 2.3**. Comme instrument de télédétection, l'œil humain ne distingue que le spectre visible. Toutefois, les capteurs peuvent percevoir d'autres fréquences. C'est notamment cette habileté de voir l'invisible qui rend la télédétection si utile. Plutôt que de spécifier continuellement la longueur d'ondes, les ondes sont regroupées en bandes nommées telles que bleue (450 à 520 nm), verte (520 à 600 nm), etc. (Guo, 2004b)

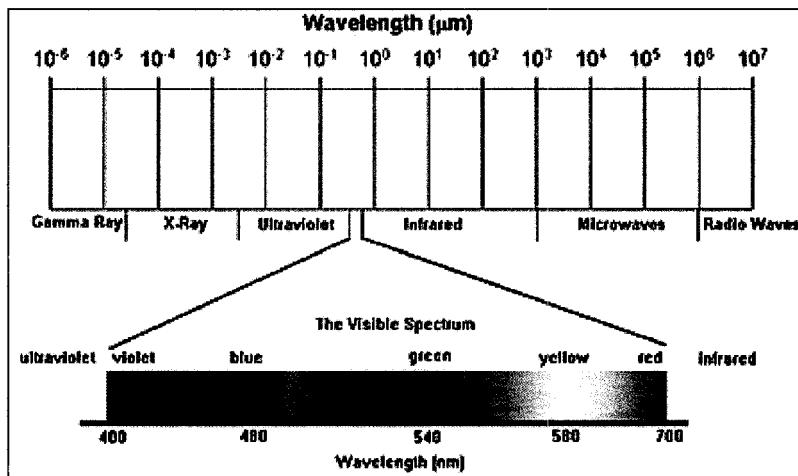


Figure 2.3 Échelle des longueurs d'onde
(Committee on Earth Observation Satellites: Centre national d'études spatiales [CNES], 2003)

Ainsi, le soleil alimente l'énergie reçue par les capteurs. Cependant, alors que la télédétection passive se contente de mesurer l'énergie, originellement solaire, émise ou réfléchie par la Terre, les capteurs de télédétection active mesurent des ondes créées artificiellement.

2.4.2 Milieu de propagation

Avant de se rendre à la cible terrestre, l'onde électromagnétique doit traverser l'atmosphère. Si dans le vide de l'espace aucune des fréquences n'est affectée, il en est tout autrement dans l'atmosphère terrestre. Les particules et les gaz dans l'atmosphère peuvent dévier ou bloquer le rayonnement incident. Ces effets sont causés par les mécanismes de diffusion et d'absorption (CCT, 2006).

La diffusion se produit lorsque les particules et gaz dévient la trajectoire des ondes. Le niveau de diffusion dépend de l'épaisseur d'atmosphère à traverser, de la longueur d'onde, et de la taille et densité des molécules rencontrées. Dépendamment de la relation entre le diamètre de la particule et la longueur d'onde, trois sortes de diffusion

sont possibles : la diffusion de Rayleigh, la diffusion de Mie et la diffusion non sélective. Plus la longueur d'onde est courte, plus il y a risque de diffusion. Pour cette raison, la télédétection des micro-ondes est considérée plus fiable et stable que la lecture d'ondes plus courtes (Kustas et al., 2003).

L'absorption est le second phénomène atmosphérique nuisant à la pénétration atmosphérique des ondes électromagnétiques. Elle survient lorsque les gaz absorbent l'énergie à différentes longueurs d'ondes. À propos de l'absorption, le CCT (2006) cite que :

«Parce que ces gaz et ces particules absorbent l'énergie électromagnétique dans des régions spécifiques du spectre, ils influencent le choix de longueurs d'onde utilisées en télédétection. Les régions du spectre qui ne sont pas influencées de façon importante par l'absorption atmosphérique, et qui sont donc utiles pour la télédétection, sont appelées les fenêtres atmosphériques.»

La **figure 2.4** présente les deux fenêtres atmosphériques principales. La première se trouve autour de la portion visible du spectre et correspond aussi à la quantité d'énergie solaire émise maximale. Les hyperfréquences, aussi appelées micro-ondes, présente une fenêtre très large. Toutefois, puisque peu d'énergie correspondant aux hyperfréquences est émise et réfléchie, le captage de quantités significatives d'énergie est difficile. L'instrument ayant besoin d'une plus grande surface pour émettre l'énergie, l'empreinte au sol s'agrandie et la résolution spatiale diminue.

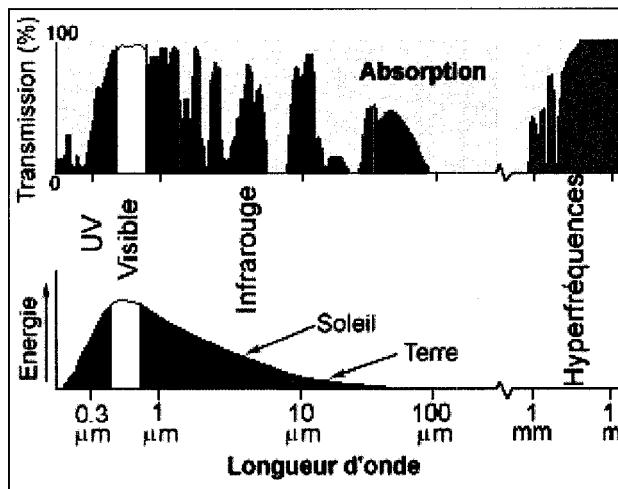


Figure 2.4 *Fenêtres atmosphériques*
(CCT, 2006)

2.4.3 Interaction avec la cible

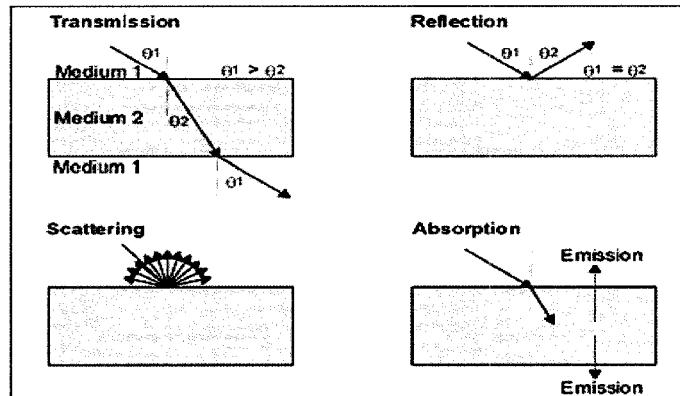


Figure 2.5 *Possibles interactions entre le rayonnement et la cible*
(Guo, 2004a)

Tel que le présente la **figure 2.5**, le rayonnement peut interagir de quatre manières différentes avec la cible. La cible peut transmettre, réfléchir, diffuser, ou absorber le rayonnement. La réflexion et la diffusion à l'encontre d'une cible sont sensiblement le même phénomène, dépendamment de la géométrie de la surface. La télédétection consistant à mesurer la quantité d'énergie diffuse et réfléchie, ces deux termes sont

regroupés. Selon la loi de la conservation d'énergie, la somme des quantités d'énergie après l'interaction avec la cible est la même qu'avant. En proportion, cela s'écrit :

$$1 = T + R + A \quad (2.2)$$

Où T = proportion de rayonnement transmis

R = proportion de rayonnement réfléchi

A = proportion de rayonnement absorbé

La répartition de l'énergie sous ses trois formes dépend de la réaction d'un corps face aux ondes de différentes fréquences. Chaque corps réagit différemment selon sa nature et la longueur d'onde à laquelle il est soumis. Ainsi, l'ensemble des caractéristiques conditionnant l'interaction du rayonnement électromagnétique avec la matière, nécessaires et suffisantes pour identifier une surface déterminée s'appelle la signature spectrale (OQLF, 1974). La **figure 2.6** présente un exemple de signature spectrale pour deux matières différentes à travers le spectre visible et proche infrarouge. Notamment, il est possible de constater la réflectance élevée de la végétation face à la bande verte (0,54 μm)

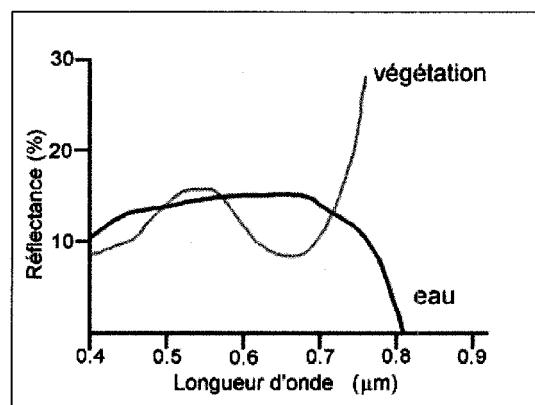


Figure 2.6 *Signatures spectrales partielles pour l'eau et la végétation*
(CCT, 2006)

La science derrière la signature spectrale remonte à la théorie du corps noir de Stefan-Boltzmann. Ceci suppose l'existence d'un corps noir irradié qui absorbe la totalité des ondes. À son tour, ce corps noir émet un rayonnement, dans toutes les directions et toutes les longueurs du spectre, dont l'intensité et la fréquence ne dépendent que de son énergie interne (Bonn & Rochon, 1992). Stefan-Boltzmann exprime le rayonnement émis par le corps noir, autrement appelé émittance spectrale, ainsi :

$$M_B = \sigma T^4 \quad (2.3)$$

Où M = émittance spectrale; quantité d'énergie émise par un corps noir

T = température absolue du corps, en K

σ = constante de Stefan-Boltzmann = $5,67 \times 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$

Cependant, si le corps noir émet toutes les fréquences, il ne le fait pas uniformément. Ses radiations varient dans le spectre électromagnétique selon sa température interne et quelques constantes. La loi de Planck exprime la quantité d'énergie émise par un corps noir, à une certaine température (T), pour une fréquence donnée (λ) :

$$M_{B,\lambda}(T) = \frac{2hc^2\lambda^{-5}}{\exp\left(\frac{hc}{k\lambda T}\right) - 1} \quad (2.4)$$

Où $M_{B,\lambda}(T)$ = émittance spectrale à une température T et une longueur d'onde λ

c = vitesse de la lumière

k = constante de Boltzmann ($1,38 \times 10^{-23} \text{ J} \cdot \text{K}^{-1}$)

h = constante de Planck ($6,62 \times 10^{-34} \text{ J} \cdot \text{s}$)

Toutefois, tout matériau réel possède un minimum de réflectance et/ou de transparence. Les objets réels sont donc plutôt des corps gris, qui n'absorbent pas l'entièreté des radiations auxquelles ils sont sujets car une fraction de celles-ci sont réfléchies. Définie

comme le rapport entre l'énergie émise par un corps réel et celle qui serait émise par un corps noir de même température, l'émissivité (ε) est la caractéristique propre à un matériau qui détermine son émission d'énergie lorsque soumis à une certaine longueur d'onde.

$$\varepsilon(\lambda) = \frac{M_{\lambda}(\text{material})}{M_{B,\lambda}} \quad (2.5)$$

Où $\varepsilon(\lambda)$ = l'émissivité d'un corps à une certaine longueur d'onde

Ainsi, l'émissivité s'ajoute à la loi de Stefan-Boltzmann afin de définir l'énergie émise par un corps gris, soit un corps réel existant dans la nature :

$$M_{\lambda} = \sigma \varepsilon(\lambda) T^4 \quad (2.6)$$

Ce que mesure un capteur, à une fréquence donnée, s'appelle la température de brillance. Il s'agit de la température qu'aurait, à cette longueur d'onde, un corps noir ayant la même luminance que le corps mesuré. Puisque le lien entre la température de brillance et l'émissivité dépend de la longueur d'onde observée, il est décrit plus en détail dans les sections prochaines.

Ainsi, un corps dégage de l'énergie en la réfléchissant et en l'émettant, selon son émissivité. Les observations faites dans le spectre visible et infrarouge mesurent l'énergie solaire réfléchie immédiatement après contact avec la surface, alors que dans le domaine thermique et des hyperfréquences, c'est le phénomène de l'émission naturelle de l'énergie absorbée par les surfaces qui domine (Bonn & Rochon, 1992).

Ce rapport faisant état d'une technique de télédétection des micro-ondes, le lien avec l'étude des variables de surface tient à l'émissivité, caractérisée par l'état de la cible.

2.5 Télédétection par micro-ondes passives

La technique de télédétection de l'humidité du sol la plus utilisée est les micro-ondes passives. Cette technique est utilisée au sol, par avion, et beaucoup par les satellites. La NASA, l'ESA et la NASDA ont toutes des programmes satellitaires de télédétection de l'humidité du sol par micro-ondes passives. Puisque ce rapport présente la validation d'un algorithme qui utilise des données de micro-ondes passives, il convient d'approfondir les particularités de cette technologie.

Les micro-ondes passives, aussi appelées hyperfréquences, englobent les ondes ayant une fréquence se situant entre 3×10^{11} et 3×10^8 . Les fréquences de micro-ondes sont classées en intervalles portant des dénominations alphabétiques appelées bandes. Ce système date de la Deuxième guerre mondiale, alors que les fréquences micro-ondes des radars étaient conservées secrètes et nommées par des lettres. À cette époque, le système de dénomination était délibérément confus afin de nuire au décryptage (Rose, 1966). Aujourd'hui, si plusieurs appellations alphabétaires persistent, celle du Institute of Electrical and Electronics Engineers (IEEE), montrée au **tableau 2.1** représente une acceptation générale des désignations.

Tableau 2.1

Classification des bandes micro-ondes
(IEEE, 2003)

Bandé	L	S	C	X	Ku	K	Ka	V	W
Fréq. (GHz)	1 - 2	2 - 4	4 - 8	8 - 12	12 - 18	18 - 27	27 - 40	40 - 75	75 - 110

2.5.1 Théorie des micro-ondes passives

Le potentiel des micro-ondes passives pour détecter l'eau dans le sol tient à une particularité, la forte relation entre la température de brillance mesurée et l'émissivité caractérisant la cible. Dans la région des hyperfréquences, l'émission d'énergie par la surface du sol est très basse, telle qu'une linéarité existe entre la température interne et l'énergie émise par un corps noir. Cette simplification de la formule de Planck (2.4) s'appelle la loi de Rayleigh-Jeans, et est valable quand la température et la fréquence sont, respectivement, inférieures à 300 K et 300 GHz :

$$L_\lambda = \frac{2kT}{\lambda^2} \quad (2.7)$$

Où L_λ = luminance du corps noir ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{Hz}^{-1}\cdot\text{sr}^{-1}$)

k = constante de Boltzmann ($1,38 \times 10^{-23} \text{ J}\cdot\text{K}^{-1}$)

T = température du corps noir (K)

λ = longueur d'onde émise (m)

Ainsi simplifiée, la température de brillance apparente d'un corps est proportionnelle à l'énergie émise, et donc à l'émissivité. Bonn (1992) définit la température de brillance telle qu'observée par un capteur :

$$T_b = \tau(\varepsilon_s T_s + \rho T_r) + (1 - \tau)T_s \quad (2.8)$$

Où T_b = température de brillance apparente

τ = transmittance de l'atmosphère entre l'objet et le capteur ($0 \leq \tau \leq 1$)

ε_s = émissivité de la surface

T_o = température thermique de l'objet (K)

ρ = réflectance de l'objet ($0 \leq \rho \leq 1$) = $1 - \varepsilon_s$

T_r = température équivalente de radiation incidente sur l'objet (~ 5 K)

T_s = température absolue de l'atmosphère entre l'objet et le capteur (~0 K)

La température de brillance que le capteur mesure provient de trois sources. Dans l'équation (2.8), le premier terme représente les émissions du sol, le deuxième terme, les ondes réfléchies, et le troisième, la contribution atmosphérique.

L'équation (2.8) se réduit davantage selon la prémissse avancée par Kustas (2003) que :

«un avantage des capteurs de micro-ondes à basses fréquences (contrairement au visible et à l'infrarouge) est que les observations sont essentiellement inchangés par l'atténuation atmosphérique, même en présence de nuages»

Les effets atmosphériques étant négligeables et la température de radiation incidente étant plutôt constante, la relation entre l'émissivité et la température de brillance devient uniquement dépendante de la température de la surface.

$$\varepsilon_s(\lambda) = \frac{T_b(\lambda)}{T_s} \quad (2.9)$$

Où $\varepsilon_s(\lambda)$ = émissivité d'une surface à une longueur d'onde donnée

$T_b(\lambda)$ = température de brillance à une longueur d'onde donnée

T_s = température du sol

Une longueur d'onde plus basse pénétrant plus profondément le sol, la couche du sol sur laquelle se mesure la température de brillance varie. Conséquemment, la température du sol se mesure sur une certaine profondeur, qui dépend de la longueur d'onde (Jackson & Schmugge, 1988).

$$T_s = T_\infty + (T_0 - T_\infty)c \quad (2.10)$$

Où T_s = température du sol

T_∞ = température en profondeur

T_0 = température à la surface

c = facteur proportionnant la pénétration des ondes

La température physique pouvant être estimée indépendamment à l'aide d'observations in situ ou de modèles de prédiction, les mesures de température de brillance permettent donc d'obtenir l'émissivité, qui, à son tour, permet de retracer le contenu en eau du sol.

En comparant l'équation (2.8), qui indique une relation proportionnelle entre l'émissivité et la température de brillance, avec l'équation (2.6), où la relation est à la racine quatrième, il est clair que l'émissivité influence plus la température de brillance dans les hyperfréquences que dans le reste du spectre électromagnétique.

Cependant, il est important de noter que l'émissivité ainsi analysée n'est pas exactement celle du sol, mais plutôt celle du sol et de la végétation, bruitée par la rugosité du sol. Les effets de la rugosité et de la végétation doivent être éliminés afin d'en extraire l'émissivité du sol uniquement.

Néanmoins, la qualité du produit dépend beaucoup de la fréquence à laquelle l'instrument perçoit les ondes. En général, une fréquence basse est considérée meilleure, car ses longues ondes sont peu affectées par l'atmosphère et la végétation, pénètrent plus profondément dans le sol, et sont plus sensibles aux changements du contenu en eau. Cependant, les instruments percevant les basses fréquences le font à une résolution spatiale plus large (Kustas et al., 2003), et nécessitent de très grandes antennes.

2.5.2 Émissivité et humidité du sol

Donc, le lien entre la température de brillance mesurée par le capteur et l'état de la cible se trouve dans l'émissivité du sol. L'émissivité d'un corps s'exprime comme le complémentaire de la réflectivité (Bonn & Rochon, 1992):

$$\varepsilon = 1 - \rho = 1 - \left(\frac{\sqrt{k} - 1}{\sqrt{k} + 1} \right)^2 \quad (2.11)$$

Où ε = émissivité

ρ = réflectivité

k = constante diélectrique

La constante diélectrique décrit la réponse d'un corps exposé à un champ magnétique, tel l'onde électromagnétique. Elle est une mesure relative en ce sens qu'elle exprime le rapport de la permittivité du milieu à celle du vide (Fung & Ulaby, 1983). Elle dépend de la répartition des charges électriques dans le milieu considéré et est exprimée par un nombre complexe :

$$k = k' + jk'' \quad (2.12)$$

Où k' = partie réelle de la constante diélectrique

k'' = partie irréelle de la constante diélectrique

$$j = \sqrt{-1}$$

La valeur de la partie réelle indique la vitesse de propagation de l'onde électromagnétique dans le sol. La valeur de la partie irréelle, quant à elle, représente la capacité du sol à absorber l'énergie.

Dans l'étude d'un sol, le facteur qui influence le plus l'émissivité est la teneur en eau. En effet, l'eau atténue grandement l'émissivité car elle présente une dissymétrie de charges électriques qui fait que les molécules se comportent comme des dipôles électriques (Bonn & Rochon, 1992). Comparativement, les autres composantes du sol ont une influence minime sur la constante diélectrique (Kustas et al., 2003). Plus la fréquence des ondes est basse, plus la différence de polarisation est prononcée et l'émissivité, atténuee. Bref, c'est cette grande influence qu'a l'eau sur l'émissivité qui rend la télédétection de l'humidité du sol possible.

La **figure 2.7**, résultat d'une expérience de Jackson et Schmugge (1988), présente la relation entre l'humidité volumétrique du sol et la température de brillance. L'expérience, réalisée sur un sol sableux, en polarisation verticale, avec un angle de visée de 0° et une longueur d'onde de 21 cm, décrit une courbe directement influencée par celle de l'émissivité vs l'humidité du sol.

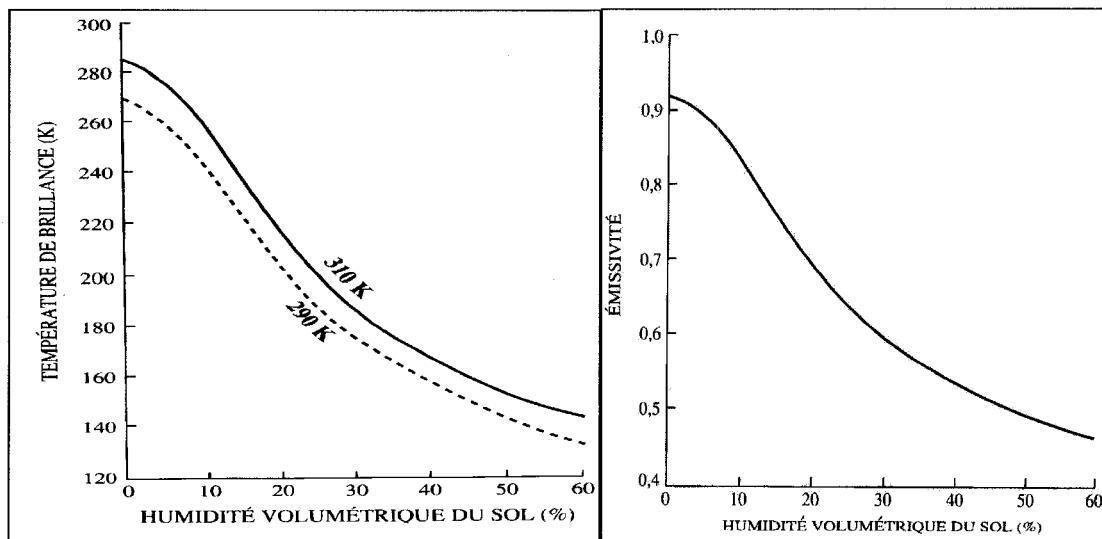


Figure 2.7 *Relations entre l'humidité du sol et la température de brillance, et avec l'émissivité*
(Bonn & Rochon, 1992)

Dans l'estimation de la teneur en eau par micro-ondes passives, un point important est à noter. D'abord, à travers la profondeur atteinte par la longueur d'onde, la constante diélectrique est associée seulement à l'eau libre disponible, et non à l'eau totale. Pour cette raison, seules les variations d'eau au-delà du point de flétrissement affectent l'émissivité. Ainsi, puisque les variations d'eau en deçà du point de flétrissement affectent la masse de l'échantillon de sol, mais non son volume, il convient d'exprimer la teneur en eau en fonction du volume plutôt que du poids.

Toutefois, tel que mentionné à la section précédente, l'émissivité reliant la température thermique de surface à la température de brillance mesurée n'est pas purement l'émissivité du sol car la rugosité du sol et la végétation y exercent leur influence. Ainsi, l'émissivité de surface présentée dans l'équation (2.8) se décortique tel que :

$$\varepsilon_s = 1 + (\varepsilon - 1) \exp(h) \exp(bw) \quad (2.14)$$

Où ε_s = émissivité de la surface

ε = émissivité du sol seulement, équation (2.11)

h = paramètre de rugosité du sol

b = paramètre d'atténuation végétale

w = contenu en eau de la végétation

Il est donc nécessaire d'évaluer les effets de la végétation et de la rugosité du sol afin d'obtenir l'information sur les propriétés diélectriques du sol.

2.5.3 Facteurs affectant l'estimation de l'humidité du sol

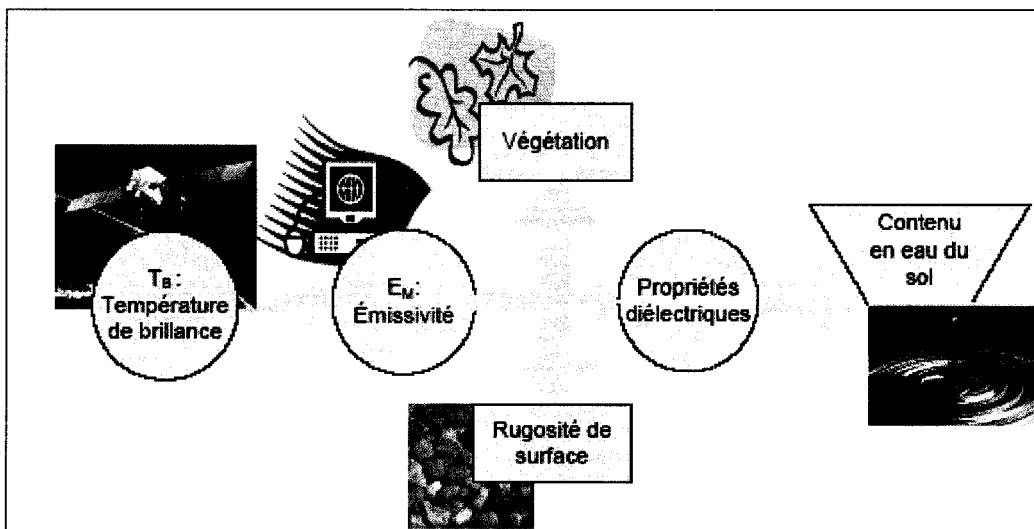


Figure 2.8 Étapes afin d'extraire l'humidité du sol à partir de la température de brillance obtenues par télédétection passive

Comme le présente la **figure 2.8**, il y a cinq étapes à suivre afin d'extraire l'humidité du sol à partir de la télédétection aux micro-ondes passives : normaliser la température de brillance pour obtenir l'émissivité, éliminer les effets de la végétation, tenir compte des effets de rugosité de surface, relier l'émissivité aux propriétés diélectriques, et finalement relier les propriétés diélectriques au contenu en eau du sol (Kustas et al., 2003).

L'effet de la végétation sur la réception des micro-ondes passives se fait en deux temps : directement et indirectement. Premièrement, elle atténue le signal émis par le sol, puis elle ajoute son propre signal. Ces effets directs sont les plus importants. Les effets indirects sont l'interception de précipitation, le conditionnement de la partition d'énergie en chaleur sensible et latente, et la variation du contenu en eau de la végétation même. La **figure 2.9** présente les effets directs et indirects de la végétation sur le signal des micro-ondes. L'atténuation devient de plus en plus importante selon la hauteur de la fréquence. À basse fréquence (bande L), alors que l'atténuation n'est pas très

importante, elle peut être exclue des algorithmes à l'aide de paramètres relatant le contenu en eau de la végétation. Un exemple d'une telle méthode se base sur le lien entre le contenu en eau de la végétation et le Normalized Difference Vegetation Index (NDVI), un indice de végétation normalisé, basé sur des images satellites. Suivant Wittich et Hansing (1995), De Ridder (2000) propose la proportion de couverture végétale ainsi :

$$f = \frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \quad (2.15)$$

Où f = proportion de couverture végétale

$NDVI$ = indice d'activité végétale

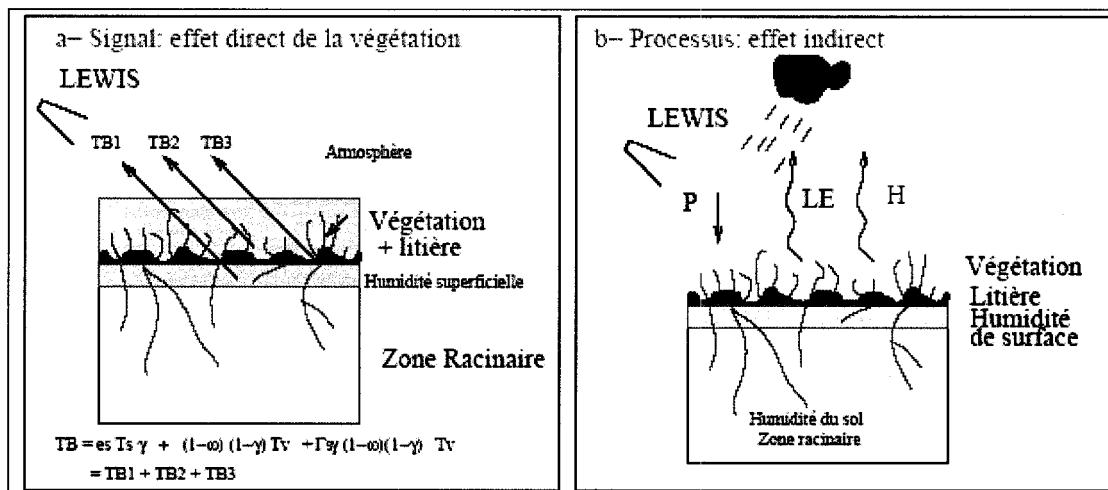


Figure 2.9 *Effets directs et indirects de la végétation sur le signal des micro-ondes*
(de Rosnay et al., 2004)

Cependant, pour les fréquences plus élevées, notamment celles mesurées par le capteur SSM/I, les effets de diffusion engendrés par la végétation sont plus importants et leur analyse requiert un modèle de transfert radiatif.

Après avoir éliminé les effets de la végétation, il faut éliminer les effets de la rugosité de surface. Un modèle décrit par Choudhury et al. (1979) est utilisé à cette fin.

La profondeur du sol contribuant aux émissions de micro-ondes est une fonction de la longueur d'onde mesurée par l'appareil. Plus l'onde est longue, plus la couche de sol qu'elle représente est profonde (Jackson & Schmugge, 1989). Délimitant la profondeur comme la distance dans le sol à laquelle l'intensité est atténuée jusqu'à 37% de la valeur à la surface, Rott (2000) l'exprime en fonction de la longueur d'onde, ainsi que des propriétés diélectriques du sol:

$$d_p = \frac{\lambda}{2\pi} \frac{\sqrt{k'}}{k''} \quad (2.16)$$

Où d_p = profondeur

λ = longueur d'onde

k' = partie réelle de la constante diélectrique

k'' = partie imaginaire de la constante diélectrique

2.6 Special Sensor Microwave/Imager

Cette étude tente de valider l'utilisation de micro-ondes passives afin de suivre les variations de la teneur en eau d'un sol à travers l'algorithme BWI. Cet algorithme se base sur des images de température de brillance mesurée à trois fréquences obtenues par le capteur SSM/I. Devant les nombreux instruments disponibles, il est important de justifier le choix du capteur SSM/I. Aussi, une description de l'instrument est fournie.

2.6.1 Choix du capteur SSM/I

Parmi toutes les techniques possibles, les micro-ondes passives sont préférées car les conditions atmosphériques les affectent très peu, et elles ne dépendent pas du

rayonnement. Elles peuvent être mesurées en quasi toutes conditions atmosphériques et à n'importe quel moment de la journée.

L'estimation de l'humidité du sol par mesure des micro-ondes passives peut se faire selon deux approches : l'utilisation d'une unique fréquence optimale, ou le développement d'un indice d'humidité en croisant quelques fréquences plus élevées (Temimi, Leconte, Brissette, & Toussaint, 2003).

De nos jours, il semble exister un consensus dans la communauté scientifique affirmant que la fréquence optimale pour la récupération de l'humidité du sol est de 1,4 GHz, sur la bande L (ESA, 2004; Jackson & Schmugge, 1989; Shibata, Imaoka, & Koike, 2003). À cette fréquence, l'empreinte serait réduite considérablement et les atténuations végétale et atmosphérique diminuées suffisamment pour faciliter la récupération de l'humidité du sol. Cependant, la longueur d'onde mesurée étant directement proportionnelle à la taille de l'antenne (Jackson & Schmugge, 1989), l'obtention d'une résolution spatiale fine tout en percevant une basse fréquence nécessite une très grande antenne:

$$\Delta X = \frac{k\lambda h}{D} \quad (2.17)$$

Où ΔX = résolution

k = constante de courbature de l'antenne, typiquement 1.5

λ = longueur d'onde

h = altitude du satellite

D = surface d'ouverture de l'antenne

Ainsi pour des raisons techniques, le lancement de satellite portant un capteur à bande L afin d'étudier l'humidité du sol a été grandement retardé. La NASA couvait un tel projet et planifiait de lancer la mission Hydros (NASA, 2004b) en 2010, mais celle-ci fut

abandonnée pour des raisons budgétaires en 2006. Afin d'éviter la construction d'une antenne massive, l'ESA privilégie une technologie inédite, l'interférométrie bidimensionnelle (ESA, 2004). Toutefois, le lancement du projet de l'ESA, Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS), n'étant prévu que pour le début de l'an 2007, d'autres méthodes ont été approfondies depuis quelques années. Celles-ci se divisent en deux catégories générales.

La première catégorie englobe toutes les différentes techniques d'inversion de modèles de transfert radiatif, provenant d'imagerie micro-ondes ou autres. Dans quelques études (Bindlish et al., 2003; Scott et al., 2003), l'inversion de tels modèles permet d'obtenir simultanément l'humidité du sol, ainsi que d'autres paramètres pertinents, comme la température de surface. Les spécifications exactes du modèle de transfert radiatif dépendent de la fréquence des ondes utilisées. En fait, cette catégorie ne se limite pas aux modèles conçus à partir de micro-ondes passives, mais peut s'étendre à tout modèle de transfert radiatif. Illustré à la **figure 2.10**, le modèle SEBAL (Scott et al., 2003), basé sur l'imagerie optique, est un exemple de modèle radiatif pouvant être inversé afin d'estimer des paramètres hydrologiques importants.

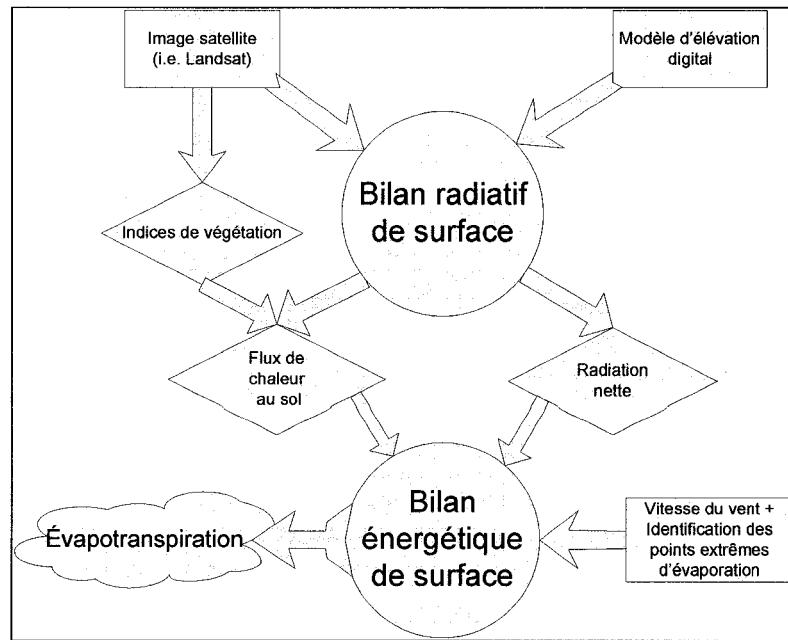


Figure 2.10 Schéma du procédé de SÉBAL
(modifié de Scott et al., 2003)

Une seconde approche se base sur le concept d'indices d'humidité (Basist et al., 1998; Paloscia, Macelloni, Santi, & Koike, 2001; Temimi et al., 2003). La redondance d'information entre les multiples canaux disponibles sur le satellite observant tous la même cible permet d'établir des corrélations statistiques entre les températures de brillance et des paramètres hydrologiques, climatiques ou de surface. Même s'ils ne mesurent pas les fréquences idéales, les canaux choisis permettent de croiser les informations afin d'obtenir un produit prenant avantage de leurs différences.

Les nombreux canaux du satellite SSM/I s'avèrent idéal pour le développement d'un indice selon cette approche plus simpliste. Tel que le note Toussaint (2003) :

«Le nombre important de canaux disponibles, chacun avec des sensibilités différentes envers les paramètres de surface géophysiques, amène une redondance d'informations permettant de comparer et donc de valider les informations obtenues.»

La multiplicité des canaux SSM/I, permet donc de corriger les effets de la végétation et de la rugosité de surface. Bref, cette capacité de relier les températures de brillance mesurées à différentes fréquences et polarisations permet de corrélérer les paramètres affectant les propriétés diélectriques du sol.

Aujourd’hui, en 2006, le programme spatial de télédétection de l’humidité du sol par micro-ondes passives le plus performant est l’Advanced Scanning Microwave Radiometer (AMSR). Il s’agit de deux satellites jumeaux opérés respectivement par la NASA et la NASDA (NASA, 2004a). Cependant, orbitant depuis 2002 seulement, ces satellites n’ont amassé et produit que quelques années de données.

Malgré les fréquences élevées auxquelles opèrent les capteurs, le programme SSM/I présente de très nets avantages. Premièrement, il a amassé une vaste banque de données. En orbite depuis plusieurs années, les données SSM/I ont été testées et calibrées abondamment. Leur fiabilité présente très peu de doutes. De plus, la disponibilité de plusieurs années de données offre un échantillon plus large. Statistiquement, un échantillon plus large diminue les biais créés par les valeurs extrêmes et bonifie la qualité des estimations.

Un deuxième avantage du programme SSM/I est sa configuration conique. Les observations étant constamment faites sous un même angle de vue, les corrections angulaires ne sont pas nécessaires.

2.6.2 Description du capteur SSM/I

Le Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) est un des sept capteurs à bord de chacun des satellites du Defense Meteorological Satellite Program (DMSP). L’objectif premier derrière le DMSP est de fournir des données globales visuelles et infrarouges sur les nuages ainsi que d’autres données météorologiques et océanographiques afin de

supporter les opérations du Département de la Défense américaine à travers le monde. Toutefois, les données ne sont plus confidentielles et sont aujourd’hui disponible pour tous. Même si l’évaluation de l’humidité du sol n’est pas un des produits pour lesquels SSM/I a été conçu, il est possible de l’extraire à l’aide d’algorithmes qui épurent le signal. Ceci a été exécuté dans le cadre du programme Pathfinder de la NASA. Le programme DMSP appartient au Département de la Défense américain, mais le National Geophysical Data Center (NGDC) est responsable de l’analyse et l’archivage des données, ainsi que du développement de produits.

Le programme DMSP consiste en une série de satellites. L’instrument SSM/I a été présent sur les vols F8, F10, F11, F12, F13, F14 et F15. La première mesure prise par un instrument SSM/I remonte à juin 1987, à bord du vol F8. Cependant, l’instrument SSM/I du vol F8 fut éteint en décembre 1987 afin d’éviter la surchauffe. Le vol F10 s’est avéré un échec après que l’explosion d’une fusée ait erronné l’orbite du satellite. De plus, le capteur du F12 arborant des défauts, il n’a jamais produit de données utiles. Les données utilisées dans ce mémoire proviennent donc des satellites F11, F13, F14 et F15. Perchés à 833 km au dessus du globe, les satellites DMSP opérationnels décrivent tous une orbite héliosynchrone quasi polaire inclinée à 98.8°, révolutionnant à une période de 101 minutes et traversant 6,6 km/s (NGDC, 2005), ce qui résulte en 14,1 révolutions autour de la Terre. La combinaison des satellites couvre les régions polaires (au-dessus de 58° latitude) deux fois par jour, et le reste du globe, au moins quotidiennement. La **figure 2.11** montre la géométrie de la vue de SSM/I. Avec son angle de vue de 102° (angle formé par les bordures du couloir et l’appareil), le capteur explore un couloir large de 1394 km (Wikimedia Foundation, 2006). La position angulaire de l’antenne forme un cône penché à 45° (θ_l) avec un angle d’incidence de 54° (θ_i). La taille du champ instantané de vision (abrégé IFOV, pour «instantaneous field of view») résultant varie selon le canal.

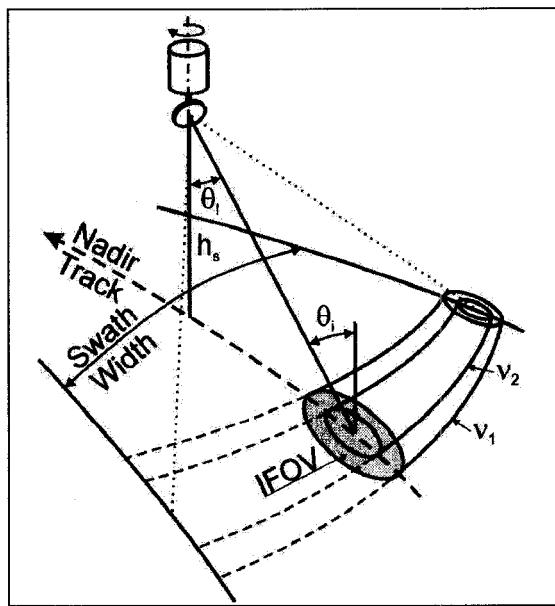


Figure 2.11 Géométrie de la vue d'un radiomètre, tel SSM/I
(Rott, 2000)

L'instrument SSM/I consiste en sept radiomètres qui captent simultanément les micro-ondes sur différents canaux (polarisations et fréquences différentes) afin de mesurer les températures de brillance atmosphérique, terrestre, et océanique. Le **tableau 2.2** présente les caractéristiques des sept radiomètres.

Tableau 2.2

Caractéristiques radiométriques des sept canaux SSM/I
(Hollinger, 1989)

Fréquences (GHz)	Polarisation	Résolution le long de la trace (km)	Résolution perpendiculaire à la trace (km)	Résolution spatiale (km)
19,35	horizontal	69	43	25
19,35	vertical	69	43	25
22,235	vertical	50	40	25
37,0	horizontal	37	28	25
37,0	vertical	37	28	25
85,5	horizontal	15	13	12,5
85,5	vertical	15	13	12,5

CHAPITRE 3

REVUE DE LITTÉRATURE : LE BASIN WETNESS INDEX

Les vrais hommes de progrès sont ceux qui ont pour point de départ un profond respect du passé.

- Joseph Ernest Renan (1823 – 1892)

Le principe derrière l'obtention de l'humidité du sol à partir de données SSM/I repose sur la redondance d'informations provenant des différents canaux. Ceci s'accomplice par l'entremise d'un indice d'humidité. Un indice est une cote numérique développée afin de donner un ordre de magnitude aux variances d'un phénomène physique dont la vraie valeur ne peut être obtenue directement.

Les approches simplifiées visant à estimer l'humidité du sol à partir de fréquences élevées diffèrent selon les combinaisons de fréquences et des polarisations des canaux utilisés, ainsi que la prise en considération et l'évaluation des facteurs empiriques. Par exemple, Paloscia et al. (2001) ont proposé une approche basée sur une relation linéaire entre l'humidité du sol et un indice de polarisation provenant de températures de brillance polarisées horizontalement et verticalement. Dans cette méthode, la relation linéaire dépend de coefficients établis selon un indice du couvert végétal, soit le Leaf Area Index. Parallèlement, Fily et al. (2003) recommandaient d'estimer l'émissivité du sol et la température de surface à partir de la différence, provenant non pas de deux fréquences distinctes, mais entre les températures de brillance d'une même fréquence, polarisées horizontalement et verticalement. Quant à elle, la méthode introduite par Basist et al. (1998), soit le Basin Wetness Index, se base sur la corrélation entre la présence d'eau à la surface du sol et la chute de l'émissivité, perçue à partir de données de températures de brillance. Le BWI considère les caractéristiques physiques

particulières du bassin sous la forme de constantes de proportionnalité estimées empiriquement.

Le présent mémoire s'intéresse à l'approche préconisée par Basist et al. (1998) car il s'agit d'une technique simple, qui requiert des données disponibles, mais aussi car le BWI a évolué à travers les travaux de Temimi et al. (2003). Le but du présent mémoire est de vérifier le potentiel d'utilisation de cette approche sur le bassin québécois de La Grande, après qu'elle ait notamment obtenu d'intéressants résultats qualitatifs sur le bassin de la rivière Mackenzie dans le cadre de l'expérience GEWEX (Temimi et al., 2003).

3.1 Développement du BWI

La théorie derrière le BWI repose sur l'interaction entre les ondes micro-ondes et l'émissivité de surface, influencée par les propriétés diélectriques du sol. En effet, l'algorithme se base sur le fait que les propriétés diélectriques d'un sol humide varient fortement à travers les fréquences électromagnétiques, alors que peu de changements sont observés pour un sol sec, tel que présenté sur la **figure 3.1**. Cette figure indique clairement qu'au fur et à mesure que la fraction de la surface radiative qui est de l'eau (f) augmente, l'émissivité en polarisation verticale diminue, et la pente de la relation entre l'émissivité et la fréquence augmente (Basist et al., 1998). Il est important de noter que, pour ces fréquences micro-ondes élevées, SSM/I n'est sensible qu'à l'eau stockée en surface. En règle générale, la profondeur de pénétration des micro-ondes est estimée au dixième de la longueur d'onde. Des recherches précédentes (Basist et al., 1998; Fily et al., 2003; Temimi, 2006) affirment que l'estimation du BWI ne concerne donc que les quelques premiers millimètres du sol.

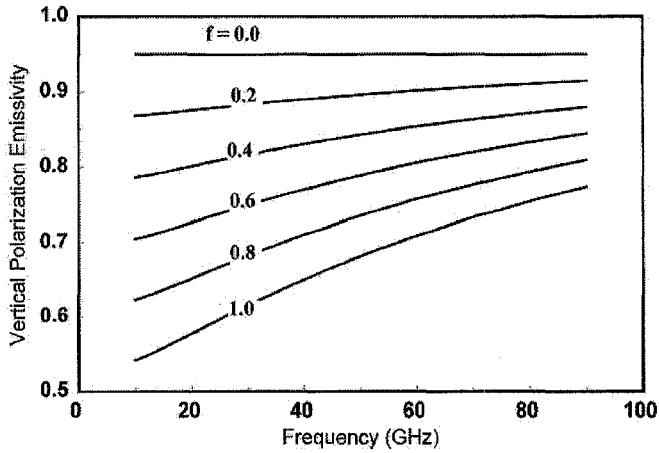


Figure 3.1 *Relation entre l'émissivité et la fréquence, pour différentes proportions de teneur en eau de surface, f*
(Basist et al., 1998)

Retenant l'équation (2.9), la température de brillance observée est exprimée :

$$T_b(v) = \varepsilon_s(v)T_s \quad (3.1)$$

Où $T_b(v)$ = température de brillance à une fréquence v

$\varepsilon_s(v)$ = émissivité du sol à une fréquence v

T_s = température de surface

Lorsque la surface du sol est sèche, les canaux à polarisations verticales du SSM/I mesurent une émissivité nominale de 0,95. Sur une surface mouillée, l'eau engendre une diminution de l'émissivité telle que la mesure s'exprime :

$$\varepsilon_s(v) = \varepsilon_0 - \Delta\varepsilon \quad (3.2)$$

Où ε_0 = émissivité nominale à un sol sec = 0,95

$\Delta\varepsilon$ = variation d'émissivité

La variation d'émissivité est directement liée au contenu en eau et s'exprime donc en fonction de la proportion de la cible radiative qui est de l'eau (Basist et al., 1998):

$$\Delta\epsilon = f(\epsilon_0 - \epsilon_w) \quad (3.3)$$

Où f = fraction de la surface radiative qui est de l'eau liquide

ϵ_w = émissivité de l'eau liquide

Considérant la **figure 3.1**, la variation de l'émissivité de l'équation (3.3) s'approxime à partir des gradients des courbes d'émissivité en fonction de la fréquence :

$$\Delta\epsilon = B_0 [\epsilon_s(v_2) - \epsilon_s(v_1)] + B_1 [\epsilon_s(v_3) - \epsilon_s(v_2)] \quad (3.4)$$

Où v_1, v_2, v_3 = canaux 19V, 37V et 85V de SSM/I

$B0, B1$ = constantes de proportionnalité entre les fréquences utilisées

Les constantes de proportionnalité sont introduites afin de tenir compte de la réduction non linéaire de l'émissivité, causée par l'humidité du sol, en fréquences élevées (Temimi, 2006). En effet, l'écart entre les canaux 37V et 85V étant plus prononcé en région humide que celui entre 19V et 37V, il est nécessaire de partitionner son influence (**figure 3.2**). Aussi, les constantes compensent pour les changements de champ de vision d'une fréquence à l'autre, qui passent de 60 km à 19 GHz, jusqu'à 15 km à 85 GHz.

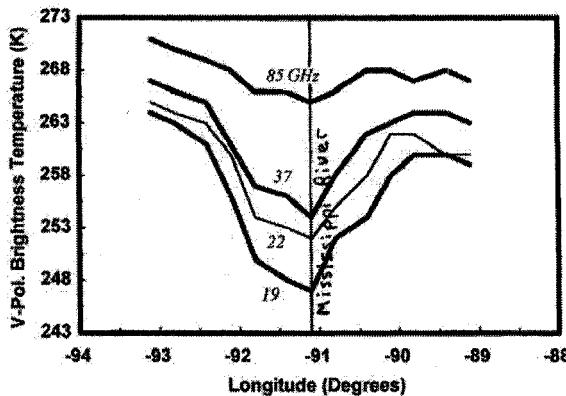


Figure 3.2 Température de brillance des canaux en polarisations verticales SSM/I sur une coupe en travers du fleuve Mississippi
 (Basist et al., 1998)

Substituant (3.4) et (3.2) dans (3.1), la température de surface peut s'exprimer uniquement en fonction des mesures de température de brillance SSM/I :

$$T_s = \left\{ \frac{T_b(v_1) + \beta_0 [T_b(v_2) - T_b(v_1)] + \beta_1 [T_b(v_3) - T_b(v_2)]}{\varepsilon_0} \right\} \quad (3.5)$$

Ainsi, l'équation (3.5) présente un algorithme capable d'estimer la température du sol à partir des températures de brillance obtenues par observations SSM/I. À ce point, Basist et al. (1998) introduisent le BWI, qui abrège l'équation (3.5).

$$BWI = \Delta\varepsilon \cdot T_s = \beta_0 [T_b(v_2) - T_b(v_1)] + \beta_1 [T_b(v_3) - T_b(v_2)] \quad (3.6)$$

Ceci simplifie l'équation (3.5) :

$$T_{s_MOD} = \left\{ \frac{T_b(v_1) + BWI}{\varepsilon_0} \right\} \quad (3.7)$$

Où T_{s_MOD} = température de surface corrigée

Relativement aux équations (3.1) et (3.7), l'indice BWI, qui est proportionnel à la portion du champ instantané de vision qui est humide, se définit donc comme une correction à apporter à la température de brillance mesurée au canal 19V. Une fois la température de surface corrigée, incorporant (3.7) à (3.3), il est possible d'exprimer la fraction de la surface radiative qui est de l'eau liquide, uniquement à partir des températures de brillance (Basist et al., 1998).

$$FWS = \frac{\left[1 - \left(\frac{T_b}{T_{s_MOD}} \right) \right]}{0,33} \quad (3.8)$$

Où FWS = Free Water Surface

T_b = température de brillance observé au canal 19V

T_{s_MOD} = température de surface corrigée

0,33 = écart d'émissivité entre un sol sec et un sol complètement saturé

Le paramètre FWS, pour «Free Water Surface», représente le pourcentage d'une surface qui est couvert d'eau. Ce facteur a auparavant (équation 3.9) généralement été défini comme un rapport entre les émissivités d'un sol sous différents états (Choudhury, 1991; Fily et al., 2003), alors que la méthode présentée à l'équation (3.8) se veut une façon de déduire la fraction d'eau à la surface d'un pixel directement à partir d'images satellites.

$$FWS = \frac{e_{dry} - e_p}{e_{dry} - e_{water}} \quad (3.9)$$

Où e_{dry} = émissivité de la surface, lorsque absolument sèche

e_p = émissivité de la surface à une polarisation p

e_{water} = émissivité de l'eau

Bref, le BWI développé à l'équation (3.6) est un indice permettant de bâtir le FWS (équation 3.8), qui s'avère simplement une représentation quantitative de ce que le BWI a décelé. Selon leur formulation, il appert que les deux outils présenteront les mêmes réactions aux fluctuations du contenu en eau à la surface d'un champ de vision. Afin de minimiser les étapes, ainsi que respectant l'objectif d'évaluation qualitative de ce mémoire, le BWI y sera donc le produit d'intérêt.

En effet, par lui-même, le BWI s'avère un indice de la teneur en eau à la surface d'un sol puisqu'il identifie les baisses d'émissivité dues à l'eau de surface, mais il peut aussi être utilisé afin de retrouver une valeur physiquement plus représentative, soit la fraction de la surface radiative qui est de l'eau liquide.

3.2 Estimation dynamique du Basin Wetness Index

Retenant la méthode du Basin Wetness Index (Basist et al., 1998), Temimi et al. (2003) firent évoluer l'indice. Dans la mouture originale du BWI, les paramètres B0 et B1, qui partitionnent l'influence des canaux, sont développés empiriquement afin de tenir compte des particularités de la région étudiée. Une fois établis, les paramètres demeurent fixes, et ne tiennent donc pas compte des variations temporelles et spatiales. Cependant, à travers le bassin, les hétérogénéités de surface et l'évolution saisonnière de la végétation modifient, pour chaque pixel observé et lu par le capteur, les propriétés diélectriques. La variabilité des conditions de surface motive l'hypothèse de l'établissement de paramètres B0 et B1 validés dynamiquement sur réception de chaque image afin d'obtenir des paramètres variant dans le temps et l'espace plus performant.

L'approche proposée par Temimi et al. (2003) fut appliquée sur le bassin du fleuve Mackenzie, au Canada. Les particularités de ce bassin incluent sa vaste superficie de 1,8 million de km^2 (Temimi et al., 2005), le peu de relief, la toundra, et la présence de certains des plus grands lacs du monde. Afin d'éviter les périodes de gel, seules les

images de mai à août 1999 furent utilisées. De plus, pour réduire le bruit, les valeurs de l'index furent sommées et moyennées sur des intervalles de dix jours.

Prévoyant une hausse des valeurs du BWI suivant une précipitation, un retard de un à deux intervalles de dix jours fut constaté, dépendamment de la durée de la période sèche précédente (Temimi et al., 2003), tel que présenté sur la **figure 3.3**. Bref, face à ces résultats, Temimi et al. (2003) suggèrent que les variations du BWI soient plus sensibles aux réserves du bassin qu'à l'humidité de surface.

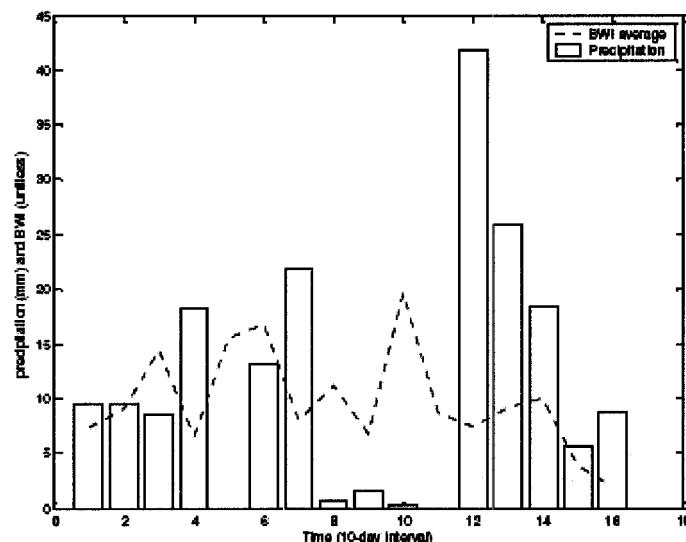


Figure 3.3 *Le BWI et les pluies sommées sur 10 jours à la station Wrigley en 1999*
(Temimi et al., 2003)

CHAPITRE 4

LE BASSIN LA GRANDE

And so it is said—

Know the other and know oneself,

Then victory is not in danger.

Know earth and know heaven,

Then victory can be complete.

- Sun Tzu (6^e siècle av. J.-C)

Après avoir revu la théorie derrière les ondes électromagnétiques, il convient d'étudier la zone géographique observée. Le chapitre 4 décrit le bassin de la rivière La Grande selon sa physiographie, son hydrographie, ses conditions climatiques et sa couverture végétale. Afin de guider le lecteur, l'**annexe 11** explique les critères physiographiques et hydrographiques qui ont servi à définir le bassin versants.

4.1 Bassin versant La Grande

Le système hydrique de La Grande, communément nommé bassin versant de La Grande, tient son nom de la rivière La Grande, cours d'eau principal, long d'environ 800 km, qui traverse le bassin. Situé entre les 51^{ème} et 55^{ème} parallèles nord, le territoire draine les ruissellements du bassin versant La Grande, en amont à partir du 67^{ème} méridien ouest, jusque dans les eaux de la baie James, au 79^{ème} méridien ouest. Le système hydrique La Grande (**figure 4.1**) origine du détournement des bassins versants naturels de Caniapiscau, à l'ouest, du bassin Fontanges, au nord-ouest, et de la rivière Eastmain, au sud, dans le bassin naturel de La Grande (Société d'énergie de la Baie James [SEBJ], 1987), résultant ainsi en un bassin versant d'une superficie totale de 176 000 km² (Hydro-Québec, 2006b). Le détournement de ces rivières a aussi doublé le débit moyen de La Grande Rivière, passant de 1700 à 3400 m³/s (Chartrand & Thérien, 1991).

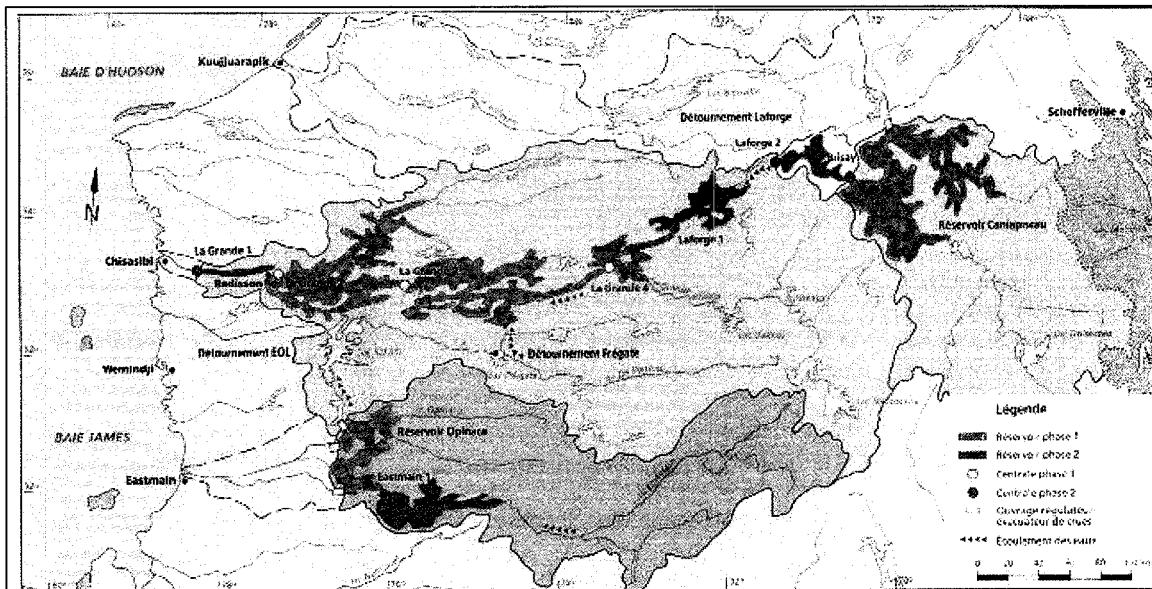


Figure 4.1 Bassins versants détournés dans le système hydrique La Grande (SEBJ, 1987)

Suivant les détournements de rivières et inondations de bassins, le complexe La Grande se découpe aujourd’hui en huit sous-bassins, sillonnés par deux cours d’eau principaux, et consiste en une série de huit centrales construites en aval de six réservoirs et ayant une puissance installée de 16000 MW. Le long de l’axe principal, soit celui de La Grande Rivière, d’amont en aval, le réservoir Caniapiscau alimente la centrale Brisay et se déverse dans le petit sous-bassin Laforge, faisant tourner les turbines de la centrale éponyme. La rivière coule ensuite dans les trois principaux réservoirs de La Grande, LG4, LG3 et LG2, chacun ayant une centrale à son exutoire. Le sous-bassin LG2 est aussi nourri par les écoulements de l’axe Eastmain-Opinaca-Petite Opinaca, divisé entre le réservoir Opinaca et la rivière Eastmain. Finalement, tous les apports en eau rejoignent la baie James à travers le sous-bassin LG1 (SEBJ, 1987). Le **tableau 4.1** détaille les différents aménagements.

Tableau 4.1

Aménagements sur le complexe La Grande
(Hydro-Québec, 2006b; Société d'énergie de la Baie James, 1987)

Centrale	Réservoir	Superficie inondée (km ²)	Production (MW)
Brisay	Caniapiscau	4318	469
Laforge 2	«Fil de l'eau»	240	319
Laforge 1	Fontanges	1288	878
LG4	LG4	707	2779
LG3	LG3	2536	2418
LG2-A et Robert-Bourassa	LG2	2815	7722
LG1	«Fil de l'eau»	70	1436
<i>Eastmain 1 (projet futur)</i>	<i>Opinaca</i>	947	480
TOTAL		~ 13000	~ 16500

Ce mémoire s'intéresse à la validation l'algorithme BWI sur le bassin La Grande non seulement car il s'agit du plus grand bassin versant du Québec, mais aussi puisque son développement hydroélectrique avancé en fait un territoire important pour l'économie et la société québécoise.

4.1.1 Physiographie

La superficie totale du bassin versant La Grande couvrant 176 000 km² et la longueur principale étant d'environ 800 km, le coefficient de compacité de Horton est de 0,275 km⁻¹, celui de Gravelius vaut 2,14 et le périmètre est de 3200 km (voir **annexe 11** pour de plus amples informations à propos de l'étude des bassins versants). Les deux coefficients concordent et indiquent un bassin allongé. Cette forme de bassin est décrite par plusieurs isochrones pluviales et possède donc un temps critique élevé.

La méthode contemporaine optimale pour étudier la physiographie du bassin versant est le modèle digital d'élévation (abrégé DEM pour «digital elevation model»). Un DEM consiste en une image géoréférencée dont chaque pixel représente une élévation. Ce mémoire utilise un DEM provenant du USGS (United States Geological Survey

[USGS], 2004). Le DEM se télécharge directement du site web de la USGS sous la forme d'une matrice des élévations et d'un vecteur de référence. La **figure 4.3** illustre les élévations du territoire québécois avec une précision de 30 arcs par seconde. Les sommets se situent principalement au sud-est, dans la région géographique du bouclier canadien, et les élévations diminuent jusqu'à l'exutoire, à l'ouest, dans les basses terres de la baie James.

À partir de la matrice des élévations du DEM, la courbe hypsométrique est dessinée selon la méthode proposée à l'**annexe 11**. L'interprétation de la courbe présentée à la **figure 4.2** permet de déceler les caractéristiques de la topographie du territoire.

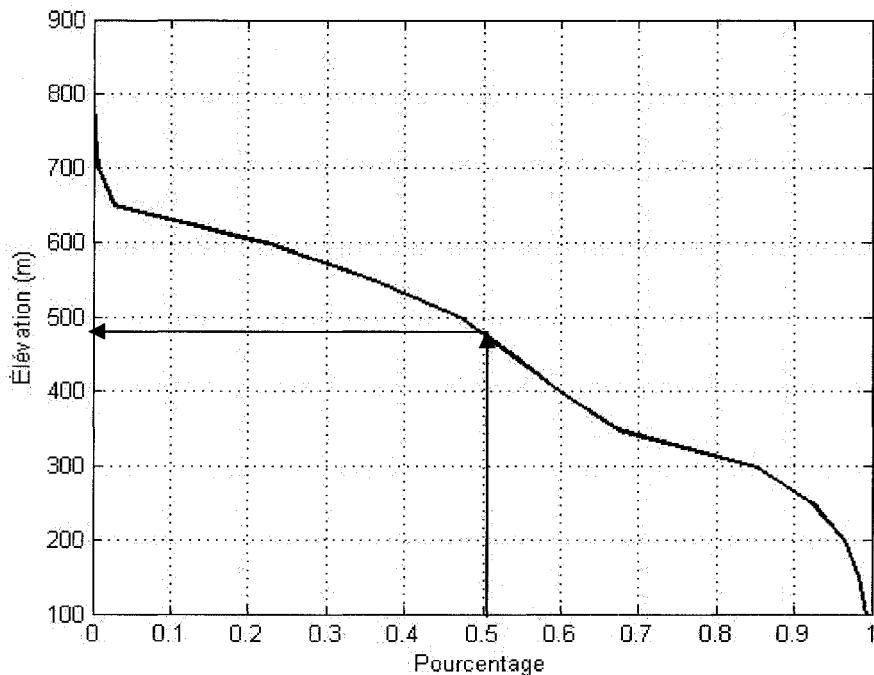


Figure 4.2 *Courbe hypsométrique du bassin versant La Grande*

L'examen de la courbe hypsométrique permet d'abord de suggérer, selon les courbes du cycle de l'érosion de Strahler (Llamas, 1993), une phase d'équilibre dans la géologie de

la région, soit entre l'érosion et le dépôt de sédiment. Aussi, la topographie semble généralement graduelle. Plus spécifiquement, la courbe démontre que peu de sommets élevés se distinguent, et que la topographie présente une concentration d'élévations autour des 500 à 650 mètres, suivie d'une dénivellation plus importante jusqu'au niveau de la mer.

L'analyse numérique tend vers la même conclusion. De la courbe, l'altitude médiane est visuellement estimée à 485 mètres, tandis que l'altitude moyenne est calculée à 452 mètres. La médiane plus élevée que la moyenne se traduit par une topographie en altitude peu prononcée, mais un aval plus en pente.

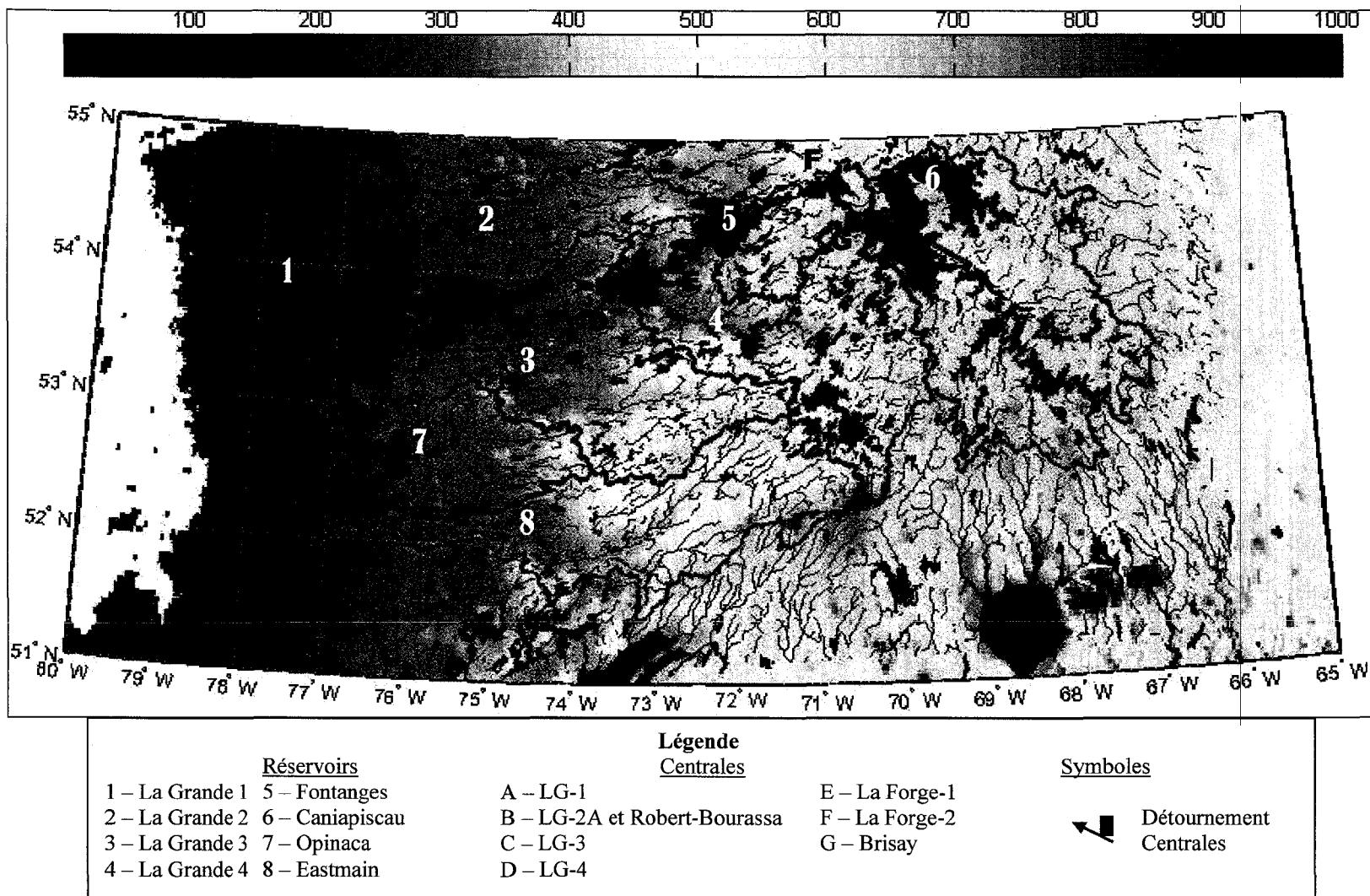


Figure 4.3 Physiographie et hydrographie du bassin versant La Grande
(USGS, 2004)

4.1.2 Hydrographie

La **figure 4.3** démontre qu'une hydrographie dense caractérise le bassin versant La Grande, particulièrement au nord de la région, où la rivière La Grande est jonchée de centrales hydro-électriques. Cette figure permet aussi d'estimer visuellement l'ordre hydrographique aux environs de 5.

Toutefois, la caractéristique hydrographique importante pour cette étude est la pente hydrographique. La **figure 4.4** présente le profil de la rivière La Grande.

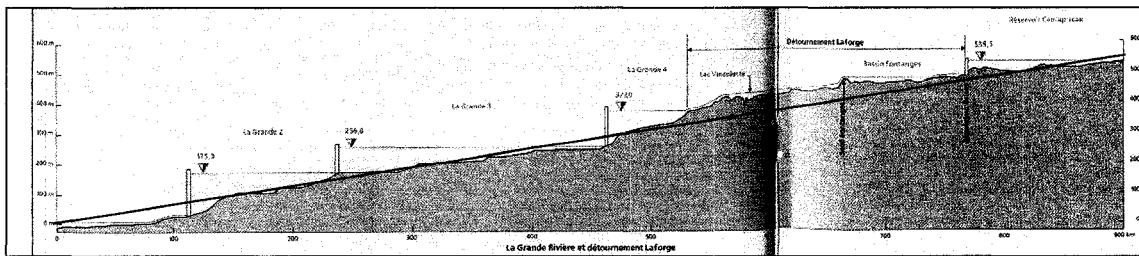


Figure 4.4 *Profil de la rivière La Grande*
(SEBJ, 1987)

La pente moyenne sur toute la longueur du cours d'eau est de 0,06%. Concurremment aux résultats de la courbe hypsométrique, le profil suggère une pente faible en amont, mais plus accentuée en aval. En effet, de l'amont jusqu'à l'exutoire du détournement Laforge, la pente est de 0,044%, tandis qu'elle s'accentue à une moyenne de 0,07% à travers les aménagements La Grande 1 à 4. Il est important de noter que la topographie plus prononcée de ce territoire, comparativement à celle du bassin Mackenzie sur lequel Temimi (2005) a performé ses études du BWI, peut être une cause importante de divergences dans les résultats.

4.2 Conditions climatiques

Le climat d'une région affecte énormément l'hydrologie. Dans le cas de cette étude, l'importance du climat tient principalement aux conséquences suivantes : la période de gel, l'évapotranspiration et la couverture végétale.

Le territoire du Complexe La Grande est situé dans la région climatique continentale froide de type subarctique. Les baies d'Hudson et de James n'ayant pas l'effet modérateur habituel des mers, la période de gel sur ces terres se prolonge très tard au printemps. En moyenne, la durée de la période sans gel est de 75 jours, soit de la quatrième semaine de juin, jusqu'à la première semaine de septembre (SEBJ, 1987). Les propriétés diélectriques de l'eau gelée étant totalement différentes de celles de l'eau liquide (Kustas et al., 2003), l'estimation de la quantité d'eau à la surface du sol à partir de micro-ondes ne peut être effectuée que durant la période de dégel. La **figure 4.5** présente les températures moyennes hivernale et estivale à travers le nord du Québec. Cette image est présentée à titre qualitatif seulement. Lors de l'analyse des données, les températures provenant du North American Regional Reanalysis (NARR) seront utilisées.

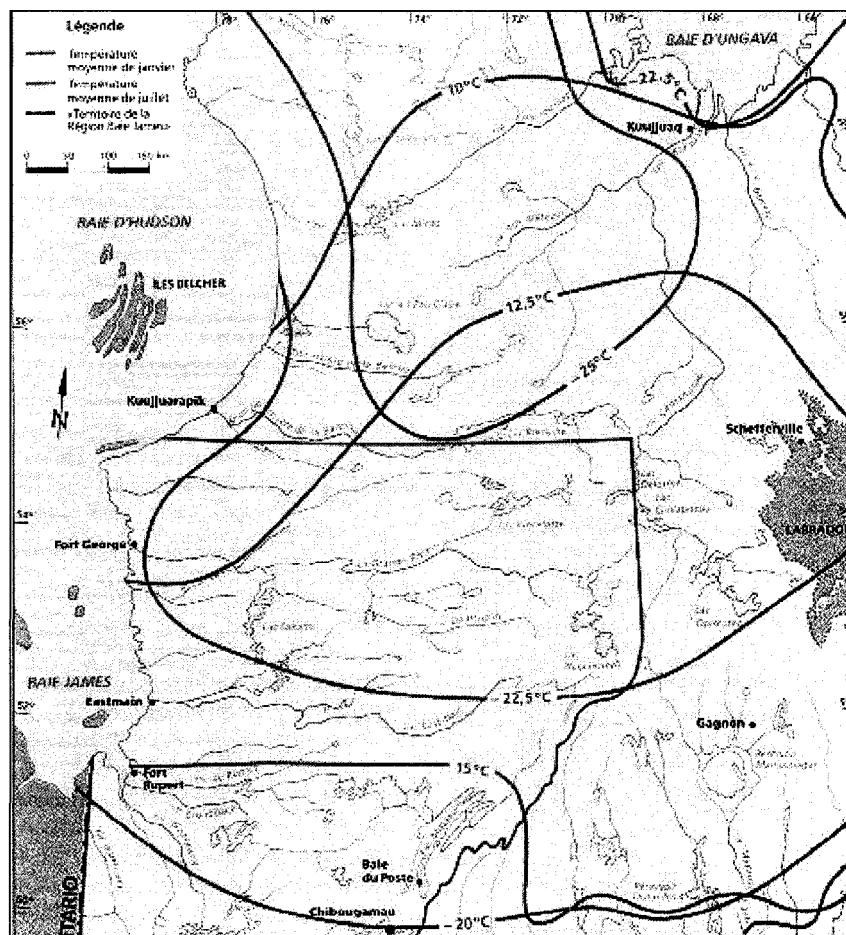


Figure 4.5 Températures moyennes en janvier et juillet sur le nord québécois (SEBJ, 1987)

De part et d'autre du territoire québécois, la latitude et le relief influent fortement sur l'intensité des précipitations pluviales et nivales. Les précipitations s'accroissent du nord vers le sud, et de l'ouest vers l'est. La région la plus arrosée du bassin La Grande se situe dans la zone la plus élevée, là où prennent leur source les rivières La Grande, Caniapiscau et Eastmain. Sur l'ensemble du bassin il précipite en moyenne un équivalent en eau de 765 mm par année. De ceci, 477 mm tombent sous forme de pluie entre le 1^{er} avril et le 1^{er} octobre (SEBJ, 1987).

4.3 La couverture végétale

Tout comme la topographie, la couverture végétale n'est pas directement quantifiée dans cette étude. Néanmoins, il s'agit d'un paramètre crucial dans la mesure de l'émissivité des micro-ondes et il est donc très important d'aborder le thème de la végétation jonchant la région. En effet, l'évolution de végétation est la raison principale pourquoi Temimi (2003) octroie un caractère dynamique aux coefficients B0 et B1. De façon simplifiée, la végétation couvrant le bassin La Grande rétrécit la surface du sol observée par SSM/I. C'est donc afin de pouvoir suivre et analyser le comportement des coefficients B0 et B1 que l'étude de la répartition de la végétation à travers le bassin est nécessaire.

La **figure 4.6** est une image recueillie par le satellite SPOT, dont les images sont disponibles sur le site du Centre national d'étude spatial (CNES) français. Cette image spécifique fut offerte par Isabelle Chartier, du consortium Ouranos. Le climat nordique de la région impose une végétation dominante d'arbustes, de lichens, et de résineux. Si la majorité du territoire est recouverte de mousses et de résineux parsemés, quelques lots de forêts persistent, particulièrement sur les sous-bassins Caniapiscau, LG2 et LG3.

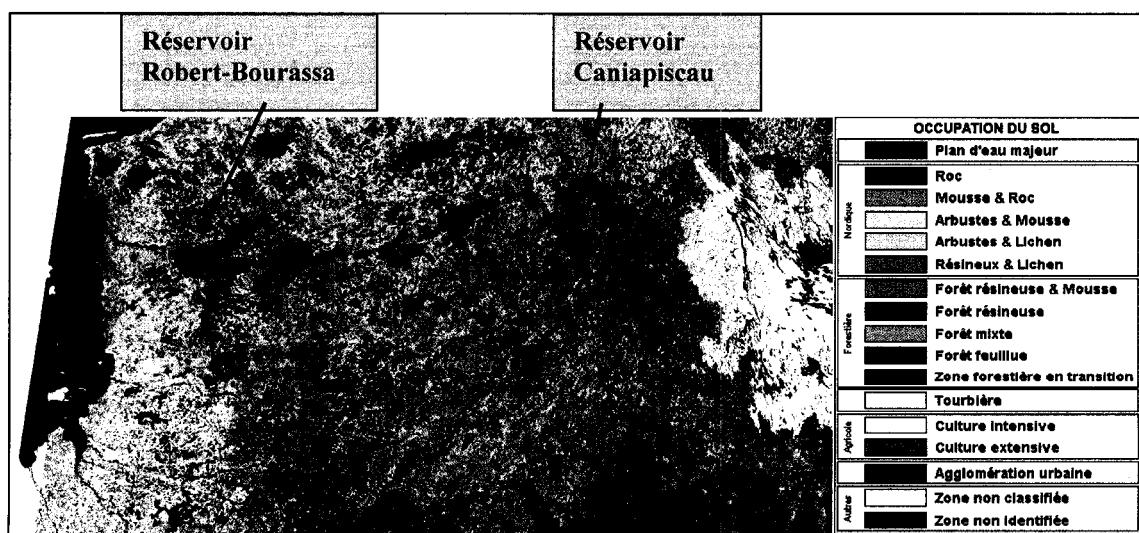


Figure 4.6 *Couverture végétale du bassin La Grande*

CHAPITRE 5

LA MÉTHODOLOGIE

Il n'y a point de méthode facile pour apprendre les choses difficiles.

- Joseph de Maistre (1754 - 821)

Puisque ce mémoire continue sur la lignée des recherches de Basist, puis ceux de Temimi, il convient naturellement que la méthodologie de travail emprunte un chemin semblable à celui tracé par les prédecesseurs. Ainsi, il s'agit donc de définir un indice et de l'appliquer aux données journalières sur une zone géographique définie.

La mise en chantier de cette étude se produit selon les étapes suivantes :

1. Caractérisation de la zone d'étude
2. Traitement des images
3. Calibration des paramètres empiriques
4. Génération des résultats

Le chapitre 5 détaille les actions entreprises à chacune des quatre étapes majeures. Il est ainsi souhaité que le lecteur comprenne la démarche effectuée, et soit en mesure de répéter l'expérience, à des fins de validation ou de poursuite des recherches.

5.1 Caractérisation de la zone d'étude

La méthodologie proposée dans ce mémoire a été appliquée sur le système hydrique de La Grande, tel que décrit au chapitre 4. Afin que les températures de brillance recensées correspondent mieux aux données climatiques et hydriques obtenues, le bassin entier a été subdivisé en sous-bassins. La méthodologie a été appliquée à l'ensemble du bassin afin d'obtenir une analyse géographique ainsi qu'un aperçu général de la réponse à travers les saisons estivales étudiées, soit de 1992 à 1999. Le même travail a ensuite été

effectué sur chacun des sous-bassins, permettant ainsi de lier le BWI aux phénomènes environnementaux localisés.

5.1.1 Délimitation de la zone d'étude

Les limites du bassin et des sous-bassins sont dessinées selon les données offertes gracieusement par Madame Isabelle Chartier, du consortium Ouranos. Ces données proviennent originalement du National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Elles délimitent les sous-bassins naturels, ainsi que les détournements qui contribuent à augmenter les débits s'écoulant aux réservoirs. Les données des pourtours des sous-bassins sont reçues en format ASCII. Leurs valeurs représentant les latitudes et longitudes des périmètres, elles dessinent donc les sous-bassins en projection géographique. Toutefois, afin de correspondre à la projection EASE-Grid des données SSM/I, il est nécessaire de convertir ces données. Le passage de la projection géographique à la projection EASE-Grid s'effectue en décomposant les coordonnées selon le rayon de la terre et en les reconstruisant afin qu'elles coïncident avec les pixels EASE-Grid (Brodzik & Knowles, 2002; Comtois-Boutet, 2005). L'algorithme de Comtois-Boutet (2005), modifié pour convenir aux besoins du présent mémoire est présenté sous forme de section de code à l'**annexe 1**. S'il est vrai que les frontières des sous-bassins perdent une certaine précision en adoptant la configuration EASE-Grid, cela convient à la construction brute de l'image EASE-Grid à partir de pixel de 25 km. Tel que le présente la **figure 5.1**, la forme des sous-bassins et leur emplacement, par rapport aux principaux repères géographiques avoisinants, demeurent. Les limites des sous-bassins servent évidemment au découpage des pixels pertinents.

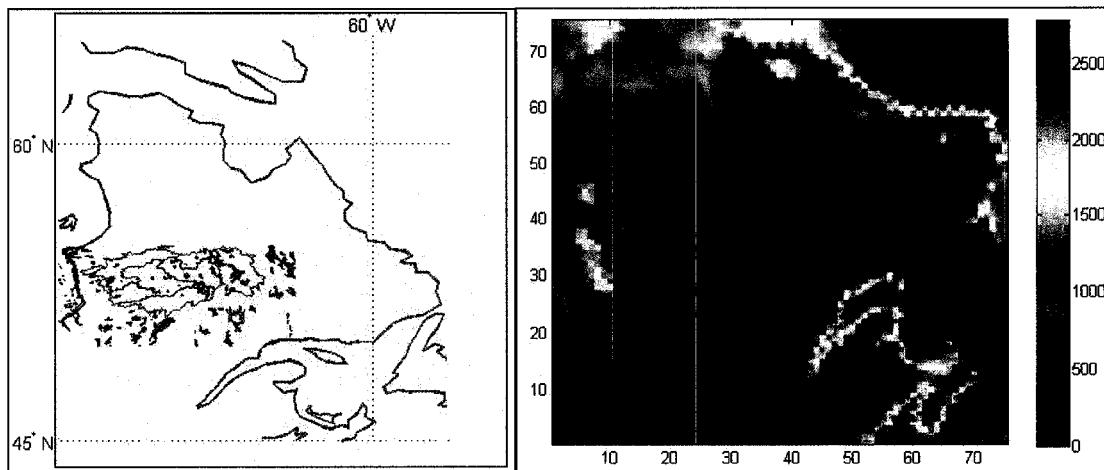


Figure 5.1 *Conversion des coordonnées de lat-lon à EASE-Grid*

5.1.2 Construction de la physiologie de la zone d'étude

La NOAA fournit aussi les données des plans et cours d'eau caractérisant l'hydrographie du système hydrique (voir **figure 4.3**). La connaissance de la densité du réseau hydrographique est importante puisque la représentation cartographique de l'indice d'humidité devrait ressembler à la disposition des plans et cours d'eau. Toutefois, de l'hydrographie du territoire, la caractéristique principale est la présence des grands plans d'eau. L'imposante superficie de ces plans d'eau (voir **tableau 4.1**) inclut plusieurs des pixels des images SSM/I. Les pixels de ces réservoirs furent inclus dans l'analyse du BWI. Si cela permet de bien démontrer les plans d'eau sur une représentation géographique, ces pixels ne s'appliquent pas parfaitement à la méthodologie proposée car l'émissivité très basse recensée sur un énorme plan d'eau est sujette aux effets atmosphériques (Williams, Basist, Peterson, & Grody, 2000). Cette source d'erreur est toutefois considérée négligeable.

Quant à elle, la topographie, telle que présentée à la **figure 4.3**, est offerte par le USGS (USGS, 2004). Si la topographie n'est pas utilisée dans les analyses quantitatives, elle n'en demeure pas moins un risque d'erreur très important. La compréhension de la

topographie joue un rôle informatif et qualitatif. Les zones basses et plates sont les plus propices à l'étude du BWI car elles présentent de plus larges bassins inondables, alors que les territoires aux pentes plus abruptes sont plus difficiles à étudier vu l'écoulement plus rapides des eaux. Il convient ici d'en prendre connaissance principalement comme outil de discussion.

5.2 Traitement des images NSIDC

La matière première de cette méthodologie s'avère être les images SSM/I de température de brillance aux fréquences micro-ondes passives polarisées verticalement de 19, 37 et 85 GHz. Le National Snow and Ice Data Center (NSIDC) a gracieusement fait don des images utilisées dans ce mémoire. Les images sont originalement codées en format binaire, et sont conçues pour facilement être affichée en projection EASE-Grid (voir **annexe 1** pour le code MATLAB). L'**annexe 2** contient les métadonnées des images recueillies.

Crée par le NSIDC, la projection EASE-Grid, pour Equal-Area Scalable Earth Grid, est un trio de projections équivalentes, combinées à une suite infinie de grilles cartographiques. Le principe derrière ce système se base sur l'hypothèse qu'un ensemble de données quadrillées est entièrement défini par deux abstractions, soit la projection cartographique et un treillis superposé de valeurs quadrillées. La projection EASE-Grid s'avère un outil versatile pour l'application de routines sur des réseaux de données quadrillées, spécifiquement celles de télédétection (Brodzik & Knowles, 2002).

Heureusement, pour les besoins de ce mémoire, la projection équivalente était désirée. En effet, il est nécessaire que les pixels, imbriqués ensemble pour former une carte complète, représentent tous une superficie identique afin qu'ils aient tous la même pondération lors de la compilation. Aussi, le quadrillage sur lequel sont bâties les images NSIDC facilite les opérations matricielles effectuées avec MATLAB.

Une fois passées de formes binaires à formes matricielles bidimensionnelles, les images des températures de brillance quotidiennes sont ensuite regroupées en trois matrices à quatre dimensions (abscisse et ordonnée géographique, jour et année), une pour chacune des fréquences étudiées. L'utilitaire MATLAB écrit à cet usage est présenté à l'[annexe 1](#). Les matrices de températures de brillance regroupées, avec découpage de bassin, facilitent maintenant la gestion de données pour le calcul du BWI.

5.3 Calibration des paramètres empiriques

Tel que présenté au chapitre 3, le Basin Wetness Index nécessite le développement de deux coefficients, chacun attitré à une des deux différences de température de brillance, afin de proportionner l'influence distinctes des fréquences des canaux qui réagissent différemment aux variations d'émissivité des conditions ambiantes. Tel qu'introduit par Temimi (2003), il est souhaité que les coefficients soient variables dans le temps, principalement pour suivre l'évolution de la végétation.

Les paramètres B0 et B1 sont établis en réarrangeant, pour chacun d'eux, l'équation initiale de Basist de température de surface en fonction des températures de brillance (équation 3.5) afin d'en isoler les composantes. En effectuant cette opération sur tous les pixels, il en résulte, à chaque journée, trois vecteurs, comportant chacun autant de valeurs qu'il y a de pixels. Les deux premiers vecteurs sont associés chacun avec leur coefficient respectif. Un vecteur ($dT0$) représente la différence de température de brillance entre les canaux 37V et 19V, un autre ($dT1$), celle entre 85V et 37V. Le troisième (u) inclut la différence entre le canal 19V et la température de brillance d'un corps sec, tel qu'exprimé par le rapport entre la réflectivité et la température de surface (fournie par le NARR).

$$dT0 = [T_b(v_2) - T_b(v_1)] \quad (5.1)$$

$$dT1 = [T_b(v_3) - T_b(v_2)] \quad (5.2)$$

$$u = T_s \cdot e - T_b(v_1) \quad (5.3)$$

Les coefficients quotidiens B_0 et B_1 de chaque pixel émergent en solutionnant les équations (5.1) et (5.2) avec (5.3) ainsi :

$$\begin{bmatrix} B_0 \\ B_1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} dT_0 & dT_1 \end{bmatrix} \setminus [u] \quad (5.4)$$

Où, la dimension de dT est le nombre de pixels utilisés pour résoudre le système d'équation

L'équation (5.4) est résolue selon la méthode des moindres carrées tel que $\begin{bmatrix} B_0 \\ B_1 \end{bmatrix}$ minimise la taille du vecteur $\begin{bmatrix} dT_0 & dT_1 \end{bmatrix}^* \begin{bmatrix} B_0 \\ B_1 \end{bmatrix} - [u]$.

Le code de l'**annexe 1** nommé «*Basist_mask2.m*» est utilisé afin de calculer les coefficients. Dans la même séquence, le lissage des courbes de coefficients est effectué. Le lissage est nécessaire afin d'éliminer le bruit important causé notamment par les hétérogénéités ou les erreurs de lectures. Le lissage se fait sur une période de vingt jours, car après le lissage de plusieurs courbes sur différentes périodes, il s'avère que la période de 20 jours facilite suffisamment la compréhension de la courbe et élimine le bruit. Toutefois, concernant la période de lissage, il est important de spécifier l'atténuation, malheureuse mais inévitable, que celle-ci opère sur la relation entre les événements particuliers et le BWI. Ainsi, même si une pluie modérée et ponctuelle a un effet non-négligeable sur l'allure du BWI, le lissage sur 20 jours ne permet pas de distinguer son effet direct sur le BWI. Toutefois, il est constaté que la variabilité saisonnière, qui cadre mieux avec les desseins de cette étude que les variabilités quotidiennes, n'est pas affectée par ce lissage.

5.4 Les valeurs du BWI

La combinaison des données de températures de brillance et de températures de surface avec les courbes lissées de B0 et B1 permet maintenant d'estimer les cartes quotidiennes (lissées sur 20 jours) de BWI et de FWS à travers les pixels du bassin. L'**annexe 1** présente l'utilitaire MATLAB écrit à cette fin. Le BWI résultant est alors sauvegardé comme une compilation de cartes de l'indice d'humidité du sol. Ces matrices 4D ont la même forme que les matrices de températures de brillance.

Le FWS est obtenu en appliquant les équations (3.7) et (3.8) à chacune des valeurs de BWI correspondante. Puisque les deux indices reflètent la quantité d'eau à la surface du sol, il est important de rappeler ce qui les différencie. Alors que le BWI est exprimé en degrés de température (dans cette étude, en Kelvin), le FWS indique le pourcentage d'eau qui recouvre l'aire définie. Toutefois, la similarité des résultats BWI et FWS ne nécessite pas, pour l'atteinte des objectifs de cette étude, que les deux indices soient constamment présentés. Puisque le présent mémoire est né à la suite des travaux de Temimi et al. (2003), il est préférable de conserver un format identique aux résultats présentés à la **figure 3.3**. Donc, pour des raisons de commodité, l'analyse de cette étude se fait par rapport aux résultats du BWI. Le FWS n'est ici développé que pour confirmer les valeurs du BWI.

5.4.1 Les phénomènes hydrologiques liés au BWI

Afin d'interpréter la qualité de l'indice, celui-ci sera comparé à des phénomènes climatiques et hydrologiques pertinents. Les données de températures au sol (provenant du NARR), qui ont servi à l'établissement des indices, sont réutilisées afin d'obtenir les variations de températures moyennes de la région, notamment les périodes de gel et dégel. Pour chaque sous-bassin, ces données sont moyennées sur sa superficie et lissées sur une période de dix jours, afin d'obtenir une courbe tendance qui respecte les variations progressives de la température.

Les données de précipitation utilisées proviennent des stations météorologiques d'Environnement Canada, et ont gracieusement été fournies, en compagnie des valeurs d'évapotranspiration, par le consortium Ouranos. Les données de pluie et de températures minimales et maximales mesurées aux stations «La Grande LG4», «La Grande LG3», «La Grande IV (A)» et «La Grande Rivière (A)» sont interpolées par la méthode des polygones de Thiessen afin de pondérer adéquatement l'influence des mesures sur tous les pixels. Cependant, l'absence de mesures sur les grands sous-bassins Caniapiscau et Eastmain-Opinaca n'encourage pas à comparer leurs BWI aux phénomènes hydrologiques.

Il est important de noter que les températures ainsi obtenues ne remplacent pas celles obtenues par le NARR. Plutôt, elles servent d'entrées à l'équation (5.5) pour le calcul de l'évapotranspiration. Si les valeurs d'évapotranspiration sont fournies directement par le consortium Ouranos, il appert tout de même de comprendre leur provenance afin d'assurer leur convenance à ces travaux.

$$ETP = 0,0029718(T_{\max} - T_{\min}) \exp[0,0342(T_{\max} - T_{\min}) + 1,216] \quad (5.5)$$

Où ETP = évapotranspiration potentielle

T_{\max} = température maximale, interpolée des stations d'Environnement Canada

T_{\min} = température minimale, interpolée des stations d'Environnement Canada

L'équation (5.5) a été développée à l'interne chez Hydro-Québec par Jean-Louis Brisson. Au développement de l'équation, les résultats furent comparés à ceux obtenus à travers l'équation de Priestley-Taylor et jugés très similaires (Chartier, 2006).

Les quantités de pluie et d'évapotranspiration sont ensuite sommées sur une période de dix jours. La différence de ces deux sommes (Σ pluie – Σ ETP) donne des bilans minimaux de dix jours. Ces bilans sont appelés «minimaux» car l'évapotranspiration

réelle n'atteint pas nécessairement l'évapotranspiration potentielle utilisée ici. Il est attendu que l'indice d'humidité du sol réagisse aux fluctuations de précipitations dans un certain délai, laissant le temps à la pluie de ruisseler, d'infilttrer le sol et de le saturer.

Le dernier ensemble de données hydrologiques considéré est les débits d'apports hydriques naturels aux sous-bassins. Ces données sont aussi la gracieuseté d'Isabelle Chartier, du consortium Ouranos. Les jauges en amont des centrales mesurent constamment les niveaux d'eau. Les jauges en amont sont préférées à celle en aval car les niveaux de ces dernières sont plus affectés par les activités de la centrale. Connaissant la superficie des réservoirs et les variations de hauteur d'eau, les données quotidiennes des débits sont moyennées pour la journée entière. Toutes les quantités d'eau ruisselant sur le bassin étant sensées se retrouver au réservoir, l'hypothèse la plus probable veut qu'un lien direct soit démontré entre les variations de l'indice d'humidité du sol et les niveaux d'eau mesurés aux jauges. Inversement à la réponse face aux précipitations, l'indice d'humidité devrait vraisemblablement avoir réagi avant que le niveau du réservoir ait changé puisque le ruissellement alimentant le réservoir aurait donc déjà sillonné le sol du bassin.

5.4.2 Présentations du BWI

Pour ce mémoire, le BWI est présenté sous forme de carte géographique journalière du bassin, ainsi qu'en tant que courbe d'évolution annuelle.

Les cartes géographiques sont projetées en EASE-Grid, telles que le sont les températures de brillance, afin de conserver l'intégrité des valeurs calculées sur les pixels. Chaque carte représente tous les pixels du bassin lors d'une journée lissée sur 20 jours. Ces cartes permettent de localiser les régions les plus humides et les plus sèches, ainsi que la susceptibilité d'une zone aux variations. Les cartes journalières sont aussi

corrélées avec celles du même jour des autres années afin d'y comprendre la réponse aux fluctuations d'apports en eau.

La présentation temporelle permet notamment de comparer les variations du BWI avec les phénomènes hydrologiques et climatiques du sous-bassin. Pour le sous-bassin désiré, ces graphiques affichent, sur la saison végétative de l'année étudiée, soit entre le 1^{er} avril et le 1^{er} novembre, la courbe d'évolution de l'indice d'humidité, de la température moyenne (celle obtenue par le NARR) et des apports hydriques naturels mesurés en amont de la centrale. La différence entre les précipitations et l'évapotranspiration est illustrée sous forme de colonnes, chacune représentant une période de dix jours. **L'annexe 1** inclut les codes sources utilisés pour afficher les résultats.

CHAPITRE 6

LES RÉSULTATS

Lorsque vous avez éliminé l'impossible, ce qui reste, si improbable soit-il, est nécessairement la vérité.

- Sir Arthur Conan Doyle (1859 – 1930)

6.1 Présentation des résultats des paramètres empiriques

Les premiers résultats obtenus sont les paramètres empiriques B0 et B1. Si ceux-ci ne peuvent directement indiquer la tendance du contenu en eau du sol, ils pointent toutefois vers plusieurs pistes.

La **figure 6.1** présente l'évolution des paramètres B0 et B1, séparément, durant les années 1992 à 1999. Suivant la nouvelle optique amenée par Temimi et al. (2003), les paramètres empiriques évoluent durant la saison étudiée. Tel que suggéré au chapitre 3, les fluctuations tiennent compte des propriétés physiques propres à la région, susceptibles de modifier l'émissivité aux fréquences perçues. L'observation de la **figure 6.1** démontre une évolution semblable à chacune des huit années étudiées. Les coefficients de corrélation établis entre des années étudiées (voir exemples à l'**annexe 7**) appuient cette observation. La répétitivité de la forme des courbes de B0 et B1 semble motivée principalement par la croissance saisonnière du couvert végétal, alors que les fluctuations abruptes autour de la courbe moyenne seraient la conséquence de l'interférence atmosphérique, de la rugosité du sol et de l'hétérogénéité des divers pixels (Temimi, 2006).

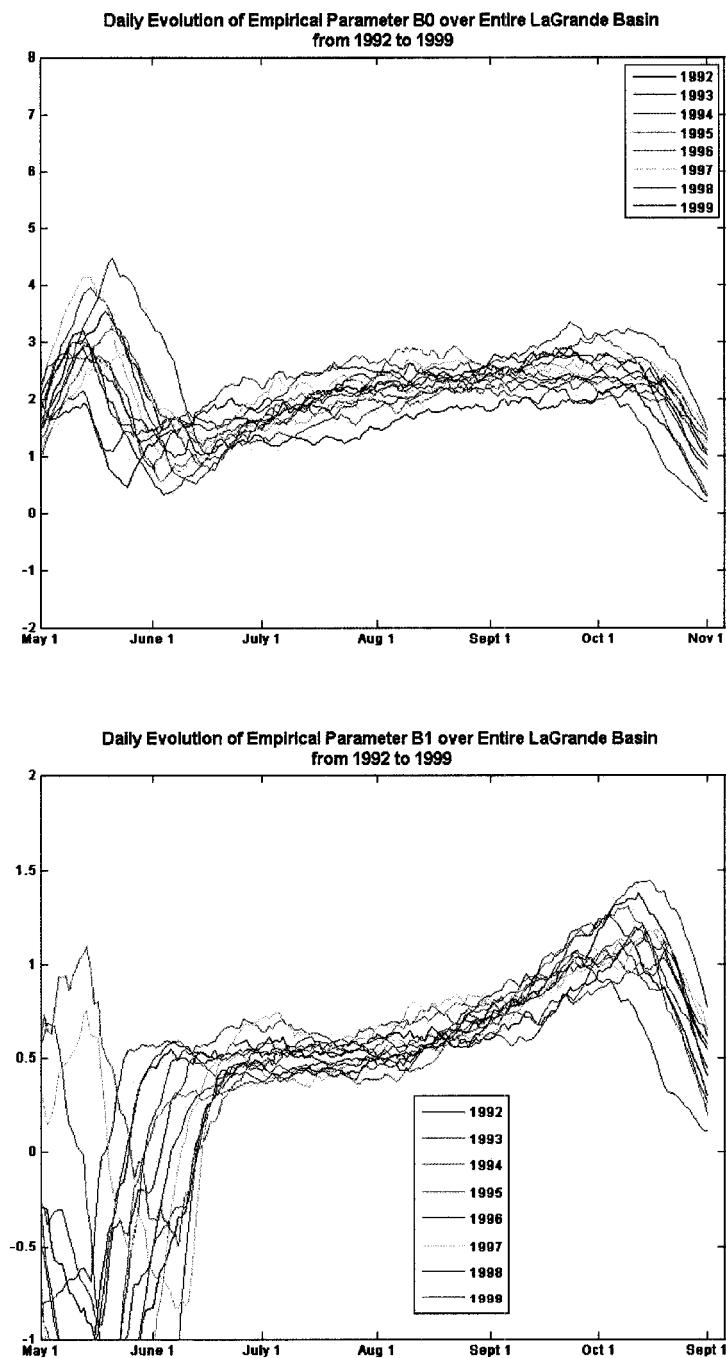


Figure 6.1 *Courbes annuelles des paramètres B0 et B1 (moyennés sur tout le bassin) sur le bassin La Grande*

Aussi, les courbes des paramètres empiriques suggèrent l'influence qu'ont les différences de fréquences sur l'indice BWI. Respectivement, le B0 partitionne la différence entre les fréquences 37 GHz et 19 GHz, alors que le B1 influe sur celle entre les 85 GHz et 37 GHz. Ainsi, lorsqu'une hausse s'effectue dans la courbe d'un des deux paramètres, cela signifie que l'écart entre les deux fréquences correspondantes joue un plus grand rôle dans l'estimation de la valeur du BWI. Conjointement aux résultats obtenus par Temimi (2006), les valeurs du B0 ici présentées sont quasi unanimement supérieures à celles du B1, et ce même si la forme des courbes diffère (voir **annexe 8**). Un retour rapide sur les figures 3.1 et 3.2 rappelle que l'émissivité de l'intervalle [Tb37 – Tb19] varie plus rapidement selon les changements d'humidité du sol, mais que les valeurs sont plus grandes pour l'intervalle [Tb85 – Tb37]. Ainsi, la magnitude du B0 pondère son importance. Aussi, cela correspond à la sensibilité des écarts [Tb37 – Tb19] et [Tb85 – Tb37] face au couvert végétal (Basist et al., 1998). Si la végétation joue un rôle crucial sur toutes ces fréquences, la supériorité de la magnitude du B0 est en partie attribuable à la sensibilité plus faible de l'écart [Tb37 – Tb19].

6.2 Présentation géographique des résultats du BWI

Sur l'obtention de courbes de BWI, il convient d'abord d'analyser la pertinence de celles-ci avant de les comparer à des observations météorologiques et hydrologiques. Le premier résultat d'intérêt est la représentation géographique du BWI à travers le bassin de La Grande. Le BWI étant calculé sur chaque pixel, la résolution de la **figure 6.2**, qui est présentée selon la projection EASE-Grid, est donc de 25 km X 25 km. La **figure 6.2** appuie l'hypothèse d'un BWI sensible à la présence d'eau à la surface. En effet, l'hydrographie du bassin versant, présentée à la **figure 4.3**, apparaît dans la projection de la **figure 6.2**. Notamment, les deux zones de la **figure 6.2** démontrant les BWI les plus élevés s'avèrent être les deux plans d'eau les plus importants du bassin versant La Grande, soient, respectivement, le réservoir Caniapiscau au nord-est (4318 km^2) et les réservoirs voisins de LG2 et LG3 (total de 5351 km^2). Les basses terres suivant le

parcours de la rivière La Grande entre ces deux réservoirs paraissent sur la figure en tant que pixels bleu pâle. Un BWI plus faible caractérise la densité hydrographique réduite de la région Eastmain-Opinaca-Petite Opinaca, au sud de l'image, alors que les quelques lacs de la région sont visibles.

Ainsi, la confirmation de l'hypothèse de la sensibilité du BWI à la présence d'eau de surface encourage la comparaison de l'indice avec les observations hydrologiques et météorologiques. À titre comparatif, l'**annexe 9** présente des vues géographiques du BWI, ainsi que du FWS, sur trois dates à travers la saison de l'étude.

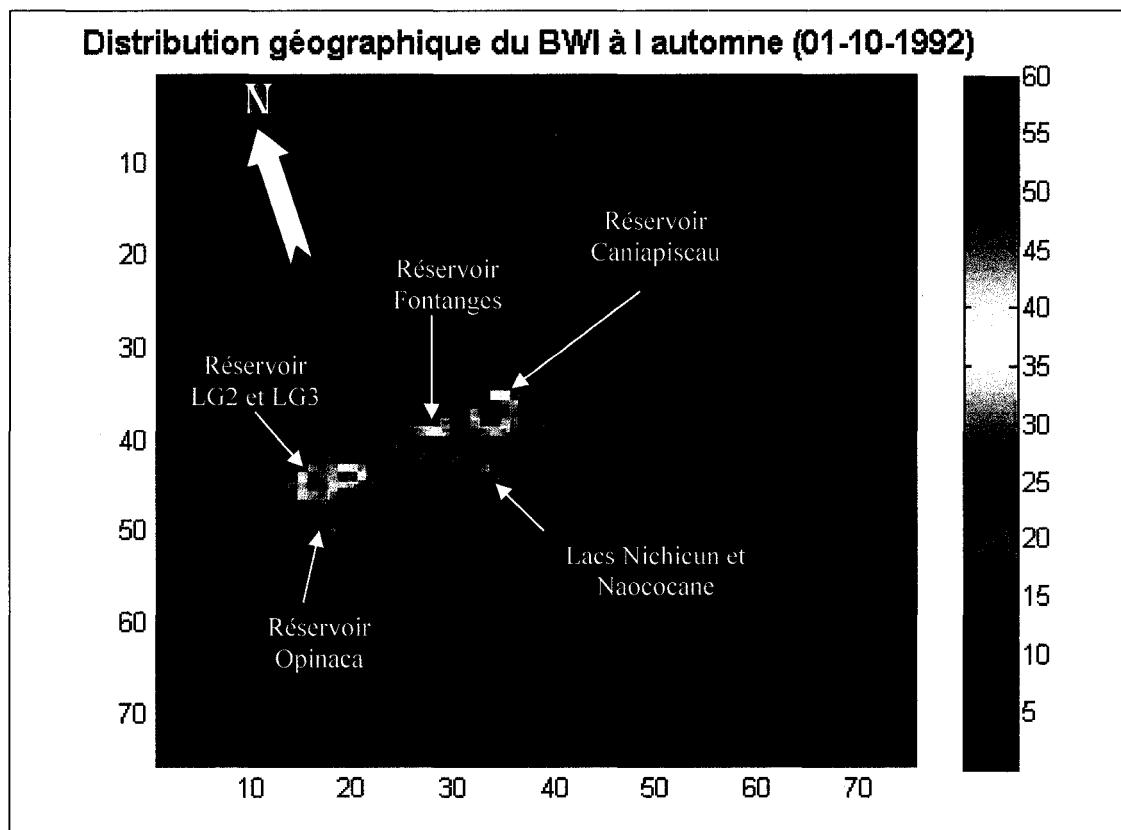


Figure 6.2 *Distribution géographique du BWI à l'automne*

6.2.1 Corrélations interannuelles

En plus d'identifier les zones inondées et humides, la cartographie des résultats permet de corréler les résultats d'une année à une autre. Cette démarche sert non seulement à quantifier la variabilité du produit, mais aussi à identifier les zones les plus stables ou instables.

La **figure 6.3** démontre trois cartes présentant le coefficient de corrélation établi entre les BWI de deux années. La valeur présentée à chacun des pixels provient de la moyenne annuelle des valeurs BWI de ce pixel particulier, non lissé. L'image de gauche présente deux années aux apports hydriques élevés, celle du centre, des années aux apports hydriques faibles, et celle de droite, des années aux apports hydriques différents.

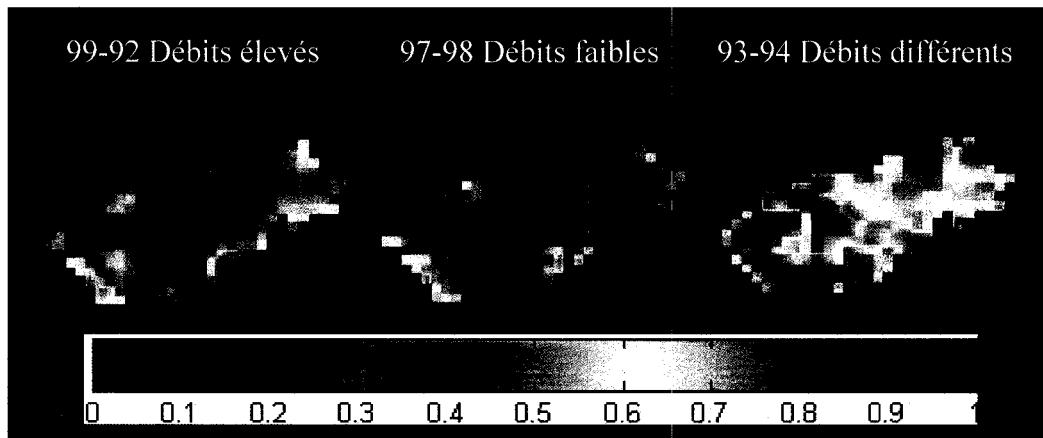


Figure 6.3 *Trois cas de coefficients de corrélation entre les BWI de deux années différentes*

Le premier constat est l'influence du débit d'eau sur la corrélation. En effet, lorsque sont comparées deux années ayant des apports hydriques saisonniers semblables, qu'ils soient faibles ou élevés, les coefficients de corrélation se maintiennent généralement au-dessus de 0,7. Toutefois, la corrélation s'atténue entre deux années aux débits d'eau différents. Ce lien entre le BWI et les apports hydriques appuie l'hypothèse du lien entre la présence d'eau de surface et l'indice développé.

En un second temps, l'observation des corrélations sur les régions géographiques amène quelques déductions possibles. Sur l'image de droite, alors que les coefficients sont généralement plus bas, quelques régions demeurent bien corrélées. Les fortes corrélations sur les réservoirs Caniapiscau, La Grande 2 et 3 tiennent évidemment à la présence de grands plans d'eau. Toutefois, un intérêt plus particulier est porté au bassin Eastmain-Opinaca, qui se draine au réservoir LG2. Alors que les apports hydriques entre ces deux années diffèrent beaucoup et que des BWI différents étaient à envisager, il appert plutôt que peu de variations existent. Malgré l'absence de grand plan d'eau, la forte corrélation pourrait s'expliquer par les deux facteurs typiques à cette région, située au sud du bassin La Grande, en basse altitude, près de la baie. La topographie plutôt plate caractérisant cette région (voir **figure 4.3**) ralentit le ruissellement et favorise l'infiltration d'eau. Mais surtout, il pousse, sur ce bassin versant, plus de tourbières, de mousses et de forêt résineuse qu'ailleurs sur le territoire étudié. Ces végétations basses mais denses jouent en quelques sortes le rôle de réservoirs d'eau de surface et de plus, ont un effet tampon sur le ruissellement. Il semble donc que ceci assure une conservation de l'eau de surface indépendamment de la quantité d'apports hydriques.

6.2.2 Comparaison du FWS entre trois méthodes

En appui aux résultats géographiques présentés, la figure FWS obtenu dans le cadre de cette étude est comparée à des résultats obtenus sur la même région selon des méthodes différentes (**figure 6.4**).

L'image de gauche, produite par le CCT (obtenue indirectement chez Fily et al, 2003) est produite par l'agrégation de cartes vectorielles relevées durant les saisons végétatives des trois dernières décennies, ce qui en fait une image moyennée. Elle combine des photos aériennes aux cartes satellites. Les pixels ont une résolution de 25 km et sont projetés en EASE-Grid. L'image centrale résulte des travaux de Fily et al. (2003), qui

utilisent la différence entre les polarisations horizontale et verticale d'une même fréquence pour établir l'émissivité. Les valeurs de FWS exprimées sur les pixels sont calculées directement de l'équation (3.9). L'image centrale est moyennée pour tout le mois de juillet 2000. Finalement, l'image de droite provient directement de l'étude courante. Afin d'avoir des conditions le plus semblable possible, elle représente aussi une moyenne de juillet, mais de l'an 1999 toutefois.

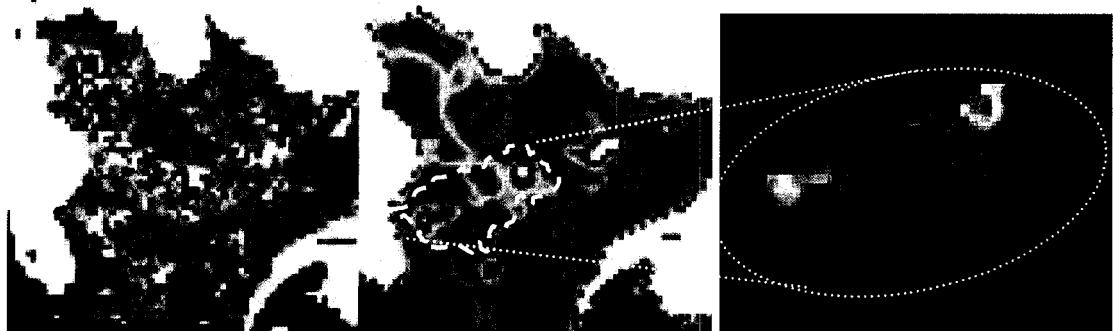


Figure 6.4 *FWS fournit par le CCT (gauche), estimé à partir d'images SSM/I 37 GHz (centre) et estimé selon la méthode du mémoire présent (Fily et al., 2003)*

Même si les échelles de couleurs des trois images sont différentes, elles démontrent toutes trois les mêmes zones humides et sèches.

6.3 Présentation temporelle des résultats du BWI

L'analyse de l'indice BWI peut se faire spatialement, tel qu'à la **figure 6.2**, ou temporellement. Afin de le comparer aux phénomènes hydrologiques et météorologiques, l'indice BWI s'exprime préférablement par une courbe qui en représente l'évolution à travers les saisons. Une vue globale de la situation facilitant la déduction, ce mémoire étudie d'abord l'allure générale du BWI à travers le bassin entier afin d'y percevoir les généralités. De l'ensemble des résultats obtenus, les années portant les résultats les plus prononcés sont ensuite présentés afin de distinguer plus aisément les liens entre l'indice et les paramètres environnementaux.

Pour cette étude, il fut décidé que les résultats comparatifs de l'indice et des paramètres environnementaux seraient présentés en fonction de leur sous-bassin. En effet, le bassin versant de La Grande étant très grand, moyenner toutes les valeurs individuelles des pixels éliminerait le caractère spatialement dynamique de l'étude. Aussi, les phénomènes météorologiques varient beaucoup à travers une si grande superficie et les données météorologiques et hydrologiques obtenues sont séparées selon les sous-bassins. Un BWI moyenné sur toute la superficie serait donc mal adapté. Cependant, afin de réduire l'influence des hétérogénéités ponctuelles que peuvent causer les particularités végétales, topographiques, hydrologiques, climatiques ou géologiques, ainsi que le bruit possiblement amené par des erreurs de lectures locales, il est convenable que la courbe ne représente pas un unique pixel. Pour ces raisons, une courbe, moyennant tous les pixels du sous-bassin, fut établie sur chaque sous-bassin. Le sous-bassin Fontanges n'a pas été analysé en profondeur car sa taille réduite le limitait à une poignée de pixels lus par SSM/I. Les sous-bassins Caniapiscau et Eastmain-Opinaca ont été laissés de côté vu le peu d'informations climatiques disponibles. Ceci est particulièrement malheureux car ces deux sous-bassins présentaient une topographie basse et plate et donc bien propice à l'étude du BWI, tel qu'expliqué en section 5.1.2. L'analyse du sous-bassin LG1 n'a pas été traitée car il a été considéré trop petit. Les sous-bassins LG2, et LG4 ont été préférés car ils combinent une variété d'éléments, et l'analyse du bassin LG3 a aussi été effectuée pour des fins de redondance (voir tous les résultats aux **annexes 4, 5 et 6**).

6.3.1 Analyse de la tendance générale

L'analyse temporelle présentée à ce chapitre permet d'abord de comparer les années entre elles afin d'isoler les périodes particulières. L'**image 6.5**, qui présente les courbes BWI annuelles moyennées sur le bassin entier présente une certaine homogénéité dans

l'évolution du BWI. Plus précisément, les courbes de BWI peuvent être sous divisées en cinq périodes :

- Fluctuations négatives
- Croissance printanière
- Plateau estival
- Sommet estival
- Chute automnale

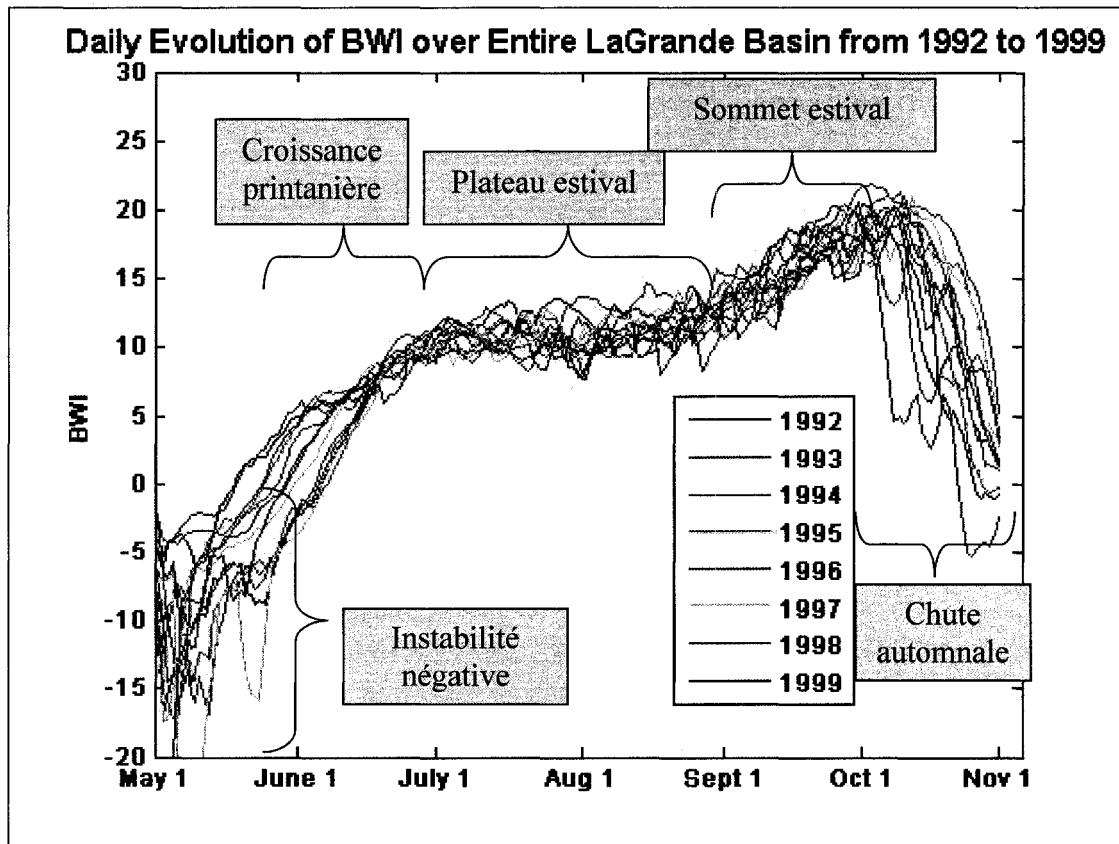


Figure 6.5 *Courbes BWI annuelles du bassin entier de La Grande*

Durant un peu plus du premier trimestre de l'année, la valeur du BWI est très instable et demeure en dessous de zéro. Cette instabilité négative est suivie d'une croissance printanière quasi linéaire jusqu'en début juin. D'une année à l'autre, une grande

disparité existe entre les points d’infexion passant de la zone instable à la croissance linéaire. Malgré la disparité au début de la croissance, les courbes semblent se rejoindre à la fin mai. Au début des étés, l’indice BWI prend la forme d’un plateau. Toutefois, vers la mi-juillet, une croissance prend forme avant de culminer en un sommet dans les premières semaines d’octobre. Le sommet estival est immédiatement suivi d’une chute automnale, qui aboutit à nouveau dans les valeurs négatives au début d’octobre.

Intégralement, l’allure générale des courbes de BWI semble fortement conditionnée par les valeurs des coefficients, dont les courbes moyennes (**figure 6.1**) sont similaires à celle du BWI.

6.3.2 Analyse des phénomènes particuliers

Préalablement à l’analyse des résultats, il convient de rappeler quelques caractéristiques des sous-bassins concernés, soient LG2 et LG4. Les deux sous-bassins ont une superficie semblable (28670 km^2 pour LG4 et 30538 km^2 pour LG2). Le niveau d’eau du réservoir du sous-bassin LG4 se situe en moyenne à 377 m, et LG2, à 175,3 m (SEBJ, 1987). S’il pleut légèrement plus sur LG4, l’évapotranspiration sur LG2 est toutefois supérieure. Toutefois, la différence principale entre les deux sous-bassins tient aux apports hydriques. Si les volumes annuels d’apports hydriques s’équivalent plus ou moins, le sous-bassin LG3 est soumis à des pointes en période de crue plus aiguë que LG4.

6.3.3 Interaction entre le dégel et le BWI

Le premier point exploré est aussi celui qui apparaît le plus clairement. Le passage de la zone d’instabilité vers la croissance continue printanière s’effectue, de 1992 à 1999, sur une plage d’environ trois semaines.

Il appert d'abord de comprendre que les valeurs négatives résultent des conditions hivernales au sol. Si un sol gelé ne doit pas produire un BWI négatif, il en serait différent pour un sol recouvert de neige ou de glace. L'émissivité d'un sol gelé est semblable à celle d'un sol sec et le BWI devrait incidemment avoisiner zéro, sans toutefois devenir négatif. Toutefois, les propriétés diélectriques de l'eau changent drastiquement lorsqu'elle gèle. Les grains plus larges et denses de la glace diffusent les radiations aux fréquences élevées (Basist et al., 1998). Par conséquent, à toutes les fréquences SSM/I, le signal émis par le sol est atténué par la couverture nivale. Les coefficients B0 et B1 dérivés de la température de brillance seraient donc faussés. Les effets de la neige sur l'émissivité sont toujours matière à étude. Toutefois, en ce qui concerne les objectifs de ce mémoire, il convient de reconnaître les effets pervers de l'eau gelée sur la dérivation du BWI et d'observer la relation entre le début des valeurs positives et la fonte des glaces.

La **figure 6.6** compare les évolutions temporelles des BWI de 1994 et 1998 sur le sous-bassin de La Grande 2. Alors qu'en 1994 le dégel se fait tardivement et lentement, il s'œuvre plus tôt et rapidement en 1998. En effet, en 1994, le dégel débute à la mi-mai et les températures vacillent autour du point de congélation jusque dans les premiers jours de juin. En 1998, le mercure grimpe au-dessus de zéro dès la première semaine de mai et frôle même les 10°C à la mi-mai. Les conséquences du dégel se font immédiatement ressentir sur le BWI. En 1994, le BWI ne devient positif qu'au 1^{er} juin, alors qu'en 1998, cela survient aux alentours du 15 mai, creusant un écart de deux semaines entre les deux comparaisons. Il est important de noter que cela survient malgré les apports hydriques. À première vue, l'importante crue printanière de la fin mai 1994, couplée à la minime crue printanière et le bilan pluie-ETP négatif, suggèreraient une situation inversée entre les deux BWI. Bref, il convient d'affirmer que le dégel du sol est une condition sine qua non pour l'application du BWI.

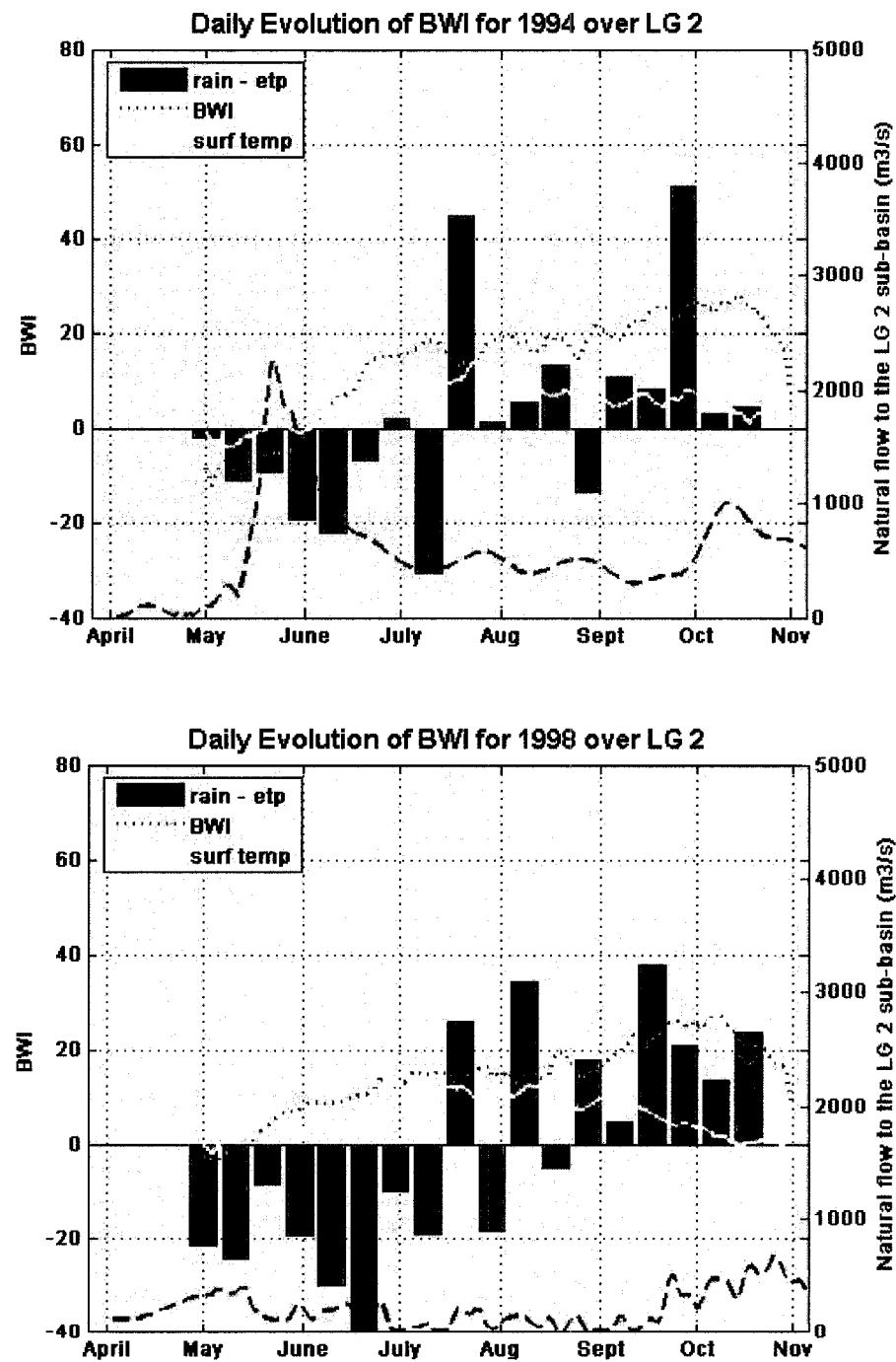


Figure 6.6 *Dégels tardif et tôt, et leurs effets sur le BWI*

L'effet du gel se fait à nouveau sentir à la venue de l'automne. La chute abrupte subie par le BWI semble survenir quelques jours avant que la courbe de température au sol ne retombe sous la barre du zéro. En fait, la ligne blanche à la **figure 6.6** étant une moyenne quotidienne des températures, il faut en déduire que les températures minimales de ces journées d'automne passent le point de gel quelques jours avant la courbe de la moyenne. Puisque les images SSM/I sont prises à 6h00, celles-ci capteront donc des émissivités de sol gelé quelques jours avant que la courbe moyenne ne franchisse la barre du zéro. En vue de ceci, il convient de croire que la chute abrupte automnale du BWI est une conséquence directe du gel au sol.

6.3.4 Croissance saisonnière du BWI

Généralement, la période d'intérêt principale d'un indice d'humidité du sol demeure la saison végétative. Tel que mentionné lors de l'analyse de la tendance générale (voir section 6.3.1), bon an, mal an, l'évolution du BWI maintient une forme caractéristique durant la saison végétative. Les périodes d'instabilité printanière et de chute automnale étant associées au gel, il convient d'étudier les facteurs motivant la croissance printanière, le plateau estival, et le sommet estival. Pour des questions de commodité, seules deux images sont imbriquées directement dans le texte (**figures 6.7** et **6.8**). Les courbes temporelles du sous-bassin LG4, en 1994, et celle de LG2, en 1993 ont été choisies car elles présentent des résultats plus prononcés. Toutes les courbes des sous-bassins LG2 et LG3 pour les années 1992 à 1999 peuvent être consultées aux **annexes 4 et 5** respectivement.

Premièrement, la montée du BWI suivant le dégel semble être motivée principalement par la fonte des neiges, et peu affectée par le bilan hydrique. En effet, alors que la différence entre la pluie et l'ETP est négative, le BWI grimpe. Les deux images de la **figure 6.6**, ainsi que celles des **figures 6.7** et **6.8**, présentent toutes des printemps où il est possible que plus d'évapotranspiration ne s'opère que de précipitations ne tombent.

Si la contradiction entre la montée du BWI et le bilan hydrique négatif peut sembler inquiétante, il est important de rappeler qu'il s'agit d'évapotranspiration potentielle. Il se peut que l'évapotranspiration réelle printanière n'atteigne pas son plein potentiel (ETR<ETP).

Toutefois, le gradient de croissance du BWI durant la période printanière ne semble pas être particulièrement affecté par le volume de la crue. Une pointe plus prononcée, tel qu'en 1993 sur LG2, ne force pas le BWI à grimper plus rapidement qu'une pointe plus modérée, tel qu'en 1994 sur LG4.

Suivant la période de croissance, la courbe de l'indice d'humidité forme une sorte de plateau durant la saison estivale. Le BWI oscille entre 10 et 20 durant l'été. Cette période offre l'occasion d'observer les effets de la pluie et de l'évapotranspiration sur la courbe du BWI. Dans le cadre du projet MAGS, Temimi et al. (2003) observaient que le BWI estimé par coefficient dynamique, similaire à cette étude, réagissait entre 10 et 20 jours suite à un événement pluvieux (voir **figure 3.3**). Les résultats obtenus dans le présent mémoire diffèrent un peu.

Sur le sous-bassin LG4 par exemple, des observations faites sur les événements humides (pluie > ETP) et secs (pluie < ETP) majeurs de l'été 1994 démontrent des écarts secs et humides d'une durée de 7 à 10 jours avant la réaction de l'indice. Aussi, il est pertinent de noter que la magnitude de l'événement semble jouer un rôle sur le temps de réponse entre l'événement et la variation du BWI. Ainsi, le temps de réponse du BWI à la pluie diluvienne de la mi-juillet recensée sur le sous-bassin LG4 n'est que d'environ 7 jours, alors que la pluie de la mi-août semble avoir pris environ 12 jours pour se manifester sur l'indice. La **figure 6.7** démontre des réactions semblables sur le sous-bassin LG2. Les temps de réponses sur LG4 et LG2 seraient donc plus courts qu'à la station Wrigley, sur le bassin Mackenzie. Une hypothèse valable pour cette différence pourrait notamment être la topographie plus accentuée et la superficie plus petite de LG4, qui ruissellent

l'eau plus rapidement. Néanmoins, que l'été soit particulièrement sec, tel les mois de juillet et août 1993 sur LG2 (voir **figure 6.8**), ou humide, comme en 1994 sur LG4, les tendances saisonnières générales de l'indice avancées à la section 6.3.1 sont respectées. Si les phénomènes météorologiques affectent ponctuellement le BWI, ils semblent ne peser toutefois que peu dans le cycle de l'humidité du sol tel que perçu par images SSM/I.

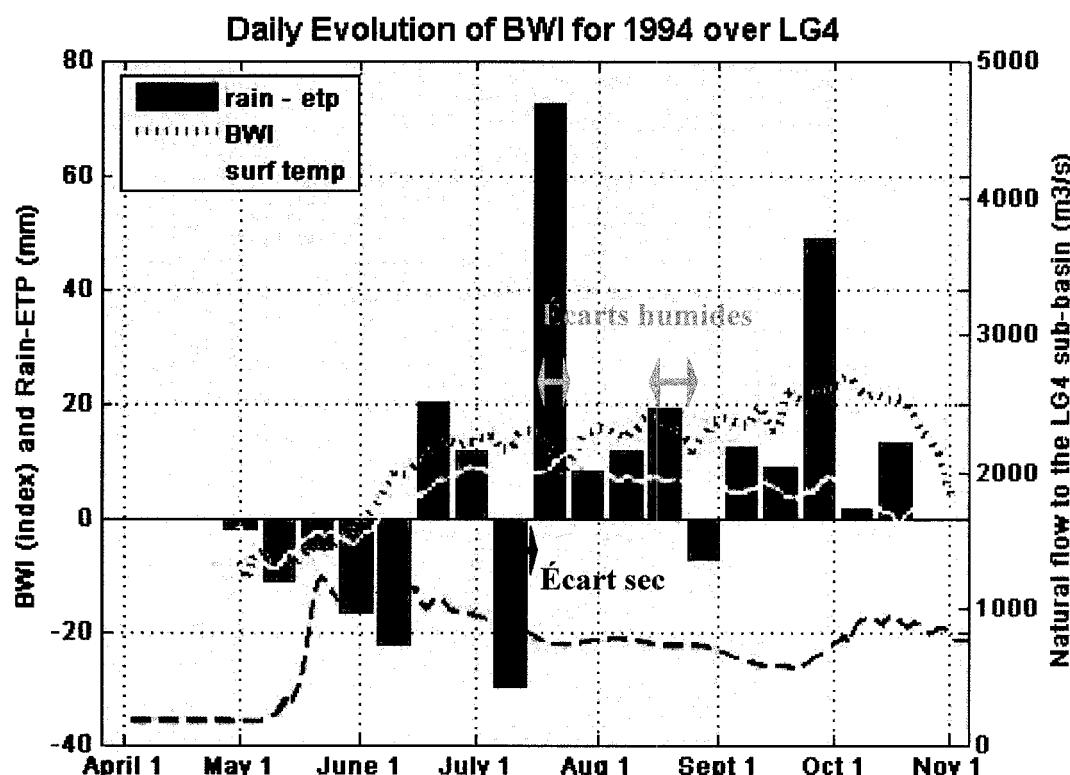


Figure 6.7 *Le BWI, les phénomènes hydriques et climatiques, et le temps de réponse sur le sous-bassin LG4, en 1994*

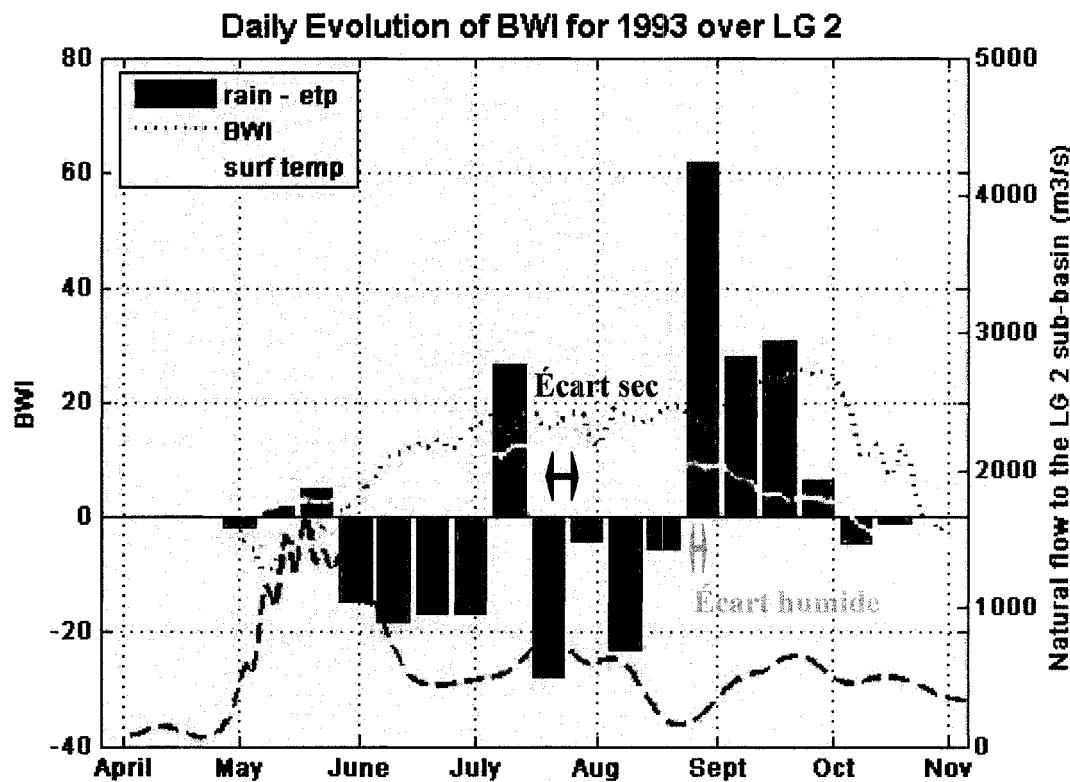


Figure 6.8 *Le BWI, les phénomènes hydriques et climatiques, et le temps de réponse sur le sous-bassin LG2, en 1993*

En fin de cycle saisonnier, une nette hausse du BWI s'effectue. Cette hausse coïncide avec les fortes pluies d'automne qui surviennent dans cette région durant le mois de septembre (voir **figure 6.8**). Aussi, il est clair que cette hausse est bien supérieure aux variations que peut subir la courbe BWI suivant une forte pluie estivale, même si celle-ci est supérieure aux averses automnales (voir **figure 6.7**). Si l'important volume de précipitations automnales est la cause la plus probable de cette hausse du BWI, il n'en demeure pas moins étrange que les pluies estivales ne puissent avoir autant d'effet sur le BWI. Il y a donc lieu de penser qu'un facteur externe, tel la végétation, puisse dans ce cas exercer plus d'influence.

CONCLUSIONS

J'ai des questions à toutes vos réponses.

Woody Allen (1935 -)

Face aux résultats obtenus, il est certes pertinent de tirer quelques conclusions, notamment en ce qui a trait à la validation de l'indice Basin Wetness Index. Déterminé de 1992 à 1999 sur l'ensemble du bassin versant La Grande, au nord du Québec, le BWI à caractère dynamique donne un indice de la teneur en eau au sol.

Avant même d'étudier la réaction progressive du BWI aux phénomènes hydrologiques et climatiques à travers les saisons, il appert de le valider à travers le territoire. Les vues géographiques de la valeur du BWI sur chacun des pixels du bassin corrèlent bien avec la réalité du territoire, ainsi qu'avec les études passées. Les terres longeant la rivière principale, ainsi qu'autour des bassins, présentent des valeurs du BWI plus élevées. Face à cela, la sensibilité du BWI face à la teneur en eau à la surface du sol est clairement démontrée.

Les valeurs négatives présentes sur le BWI au printemps ne concordant pas avec la physique derrière la formulation de l'équation, il est évident qu'il s'agit d'une réaction hors du commun. Une fois comparé à la courbe de température au sol, il est facilement conclu que la neige et la présence de glace au sol en sont responsables. Ainsi, il est confirmé que le BWI ne peut être utilisé qu'après le dégel, et avant que le sol ne se recouvre de neige à l'automne.

Superposant les courbes annuelles de l'évolution temporelle du BWI, un cycle saisonnier apparaît clairement. Puisqu'à travers 8 années de données, incluant une année affectée par le phénomène El Nino, une forme redondante se distingue, il en est déduit que le BWI est un phénomène saisonnier.

Faisant suite à la répétitivité du cycle du BWI, il est plus surprenant de constater que, si la crue printanière est en partie responsable de la hausse du BWI, la magnitude du volume de la crue ne se traduit pas dans le BWI. En fait, le volume de la crue ne semble avoir que bien peu de lien direct avec le BWI. Le bilan de la pluie et de l'évapotranspiration apparaît mieux à travers l'indice.

Malgré le caractère saisonnier du BWI, les événements ponctuels laissent tout de même leurs traces. La période estivale est caractérisée par une forme du BWI stable. Durant cette période, les fortes pluies et les périodes de chaleur et de rayonnement plus intense, se traduisent respectivement par des hausses ou des chutes du BWI, après un lapse de temps d'environ 7 à 12 jours. Ce temps de réponse semble être proportionnel à la magnitude des événements : plus court si la pluie est forte. L'automne venu, la deuxième hausse du BWI est provoquée par les fortes pluies. Face aux réactions ponctuelles estivales, ainsi qu'à la hausse massive automnale, l'effet des phénomènes hydrologiques sur le BWI est reconnu.

L'étude des coefficients B0 et B1 démontre clairement que la différence entre les températures de brillance aux fréquences 37 GHz et 19 GHz a plus d'influence sur le BWI que celle entre 85 GHz et 37 GHz. La plus grande sensibilité de l'intervalle [85-37] à la présence de végétation nuit à la détermination d'un indice d'humidité du sol. Aussi, même si la magnitude de l'écart entre deux lectures aux fréquences 37 et 19 GHz est plus petite que celle entre les fréquences 85 et 37 GHz, le gradient d'émissivité varie plus rapidement selon la teneur en eau du sol pour l'intervalle [37-19] que pour l'intervalle [85-37].

Vu le caractère saisonnier du BWI, il semble que ce soit la végétation qui joue le plus grand rôle dans la détermination de l'indice. Un premier indice est la stabilité des valeurs de BWI dans la région sud-ouest du bassin. Cette région basse et plate est

caractérisée notamment par sa végétation plus abondante, particulièrement en tourbières, arbustes et mousses. La forme du cycle du BWI suivrait donc la croissance printanière de la végétation, se stabiliseraient à l'été alors que des phénomènes ponctuels augmentent ou diminuent l'indice sur de courtes périodes, et subirait une hausse due aux pluies automnales, et possiblement la sénescence des plantes, avant que la végétation ne dépérisse à l'approche de l'hiver.

Bref, le Basin Wetness Index, à caractère dynamique, a été validé sur le bassin versant La Grande. Il a été conclu que le BWI est sensible à la teneur en eau de surface. Sa sensibilité face aux apports en eau a été remarquée, et le temps de réponse a été estimé entre 7 et 12 jours après l'événement. Fait très intéressant, la végétation semble affecter grandement le BWI.

Toutefois, ce mémoire n'a validé que l'aspect qualitatif de l'indice. Aucun lien n'a été réussi entre la quantité d'eau apportée au bassin et la magnitude de la variation du BWI. Si ce mémoire démontre la pertinence du BWI, il ne prouve pas son utilité en tant qu'instrument actuel.

RECOMMANDATIONS

Si ce mémoire explore une avenue de la télédétection et des sciences environnementales, soit l'utilisation du Basin Wetness Index afin d'estimer la teneur en eau à la surface du sol, il demeure nécessaire d'approfondir les connaissances sur cet outil avant de l'appliquer à des fins pratiques. Notamment, quelques particularités rencontrées dans ce mémoire seraient fortes intéressantes à explorer.

Principalement, il est critique pour la continuité de ces travaux, ainsi que pour d'innombrables autres, de continuer à étudier en profondeur les effets de la végétation, plus spécifiquement des tourbières. Non seulement la végétation ajoute sa signature spectrale à celle du sol, mais il s'agit d'un important réservoir d'eau. Ceci s'avère doublement vraie dans les cas des tourbières et autres milieux humides. Puisqu'il a été démontré dans ce mémoire que le cycle saisonnier du BWI semble guidé par la croissance des plantes, l'étude de la végétation est donc fortement recommandée afin de continuer ces travaux.

L'évapotranspiration présentée dans ce mémoire étant potentielle, un risque d'erreur a donc été introduit dans les courbes servant à la comparaison. L'utilisation d'une évapotranspiration réelle améliorerait la recherche de liens entre le BWI et les phénomènes météorologiques. Une optimisation du bilan des échanges hydriques est désirée.

Même s'il n'a été mentionné qu'en introduction et ignoré lors de l'analyse des résultats, le drainage de terres étudiées a définitivement eu un effet. Il est recommandé que de futures études explorent ce concept.

Finalement, il est, et sera, toujours important de continuer à valider un outil, sur différents terrains, en diverses conditions, et de le comparer à d'autres outils.

ANNEXE 1

CODE MATLAB

- 1.1 **Conversion de la projection géographique vers EASE-Grid** (adapté de Comtois-Boutet, 2005)
- 1.2 **Affichage d'une image NSIDC**
- 1.3 **Regroupement des images de température de brillance en matrice 4D : utilitaire Tb19_37_85_full.m**
- 1.5 **Création des matrices de BWI et de FWS: getBWI_mask.m**
- 1.4 **Estimation des coefficients empiriques dynamiques B0 et B1 : Basist_mask2.m**
- 1.6 **Affichage des courbes temporelles du BWI et des phénomènes hydrologiques : figure_plotter_LG2.m**

1.1 Conversion de la projection géographique vers EASE-Grid

Cet utilitaire se base sur les travaux de Comtois-Boutet (2005). Il est modifié afin de correspondre aux besoins du présent mémoire.

```
% Open basin boundary _____
cd('G:\Data\Donnees des Apports de LaGrande')
load 'vecLG.txt'
lon=(vecLG(:,1));
lat=(vecLG(:,2));

% Convert from lat/lon to ease grid _____
R=6371.228;           %Earth radius
C=25.067525;          %Pixel size
r0=360;                %Column origin
s0=360;                %Row origin

for i=1:5939;
    %Convert geographic coordinate in degrees to radian
    lambda=(lon*pi)/180;
    phi=(lat*pi)/180;

    %North azimuthal equal-area map projection
    colonne=(round(2* R/C * sin(lambda) .* sin(pi/4 - phi/2)+r0))-176;
    ligne=(round(2* R/C * cos(lambda) .* sin(pi/4 - phi/2)+s0))-381;
end;
```

1.2 Affichage d'une image NSIDC

```

% _____ Sub Basin Boundaries _____

load('G:\Data\Donnees des Apports de LaGrande\textfilesetmatlab\text
      files et matlab\sous-bassins_Matlab.dat');
lon=(sous_bassins_Matlab(2:71800,1));
lat=(sous_bassins_Matlab(2:71800,2));

% _____ Input Year and Day _____

year=1992;
day=128;

% _____ Open NSIDC Images _____

for s=1:3;

    frequence=[19 37 85];
    freq=frequence(s)

    cd(['G:\Data\NSIDC 19 37 85\'],num2str(year)))
    x=fopen(['subset_EASE-F11-
              NL',num2str(year),num2str(day), 'A.',num2str(freq), 'V'],'r','ieee-
              le')
    nom=fread(x,'uint16');
    im=reshape(nom,75,75);

    BW=roipoly(im,ligne,colonne);
    BW2=rot90(BW,3);
    im=flipud(im);
    BW2=flipud(BW);
    im2=BW2.*im;

    figure, imagesc(im), colorbar,
    line(ligne,colonne,'linewidth',1.3,'color','y');

    figure, imagesc(im2), colorbar,
    line(ligne,colonne,'linewidth',1.3,'color','y');

end

```

1.3 Regroupement des images de température de brillance en matrice 4D : utilitaire Tb19_37_85_full.m

Cet utilitaire crée des matrices de températures de brillance 3D. Les matrices 3D d'une même fréquence sont ensuite combinées manuellement pour former trois matrices 4D. Cet utilitaire inclut aussi les fonctions pour convertir les coordonnées car l'opération est effectuée d'un coup.

```
% _____ Create the Geo. Coord. of the NSIDC matrices. _____
lat2=zeros(75);
lon2=zeros(75);
i=0;

for s=381:455; % Moving through rows
    i=i+1;
    j=0;
    for r=176:250; % Moving through columns
        j=j+1;
        lon2(i,j)=atan((r-r0)/(s-s0)); %convert to longitude
        lon2(i,j)=rad2deg(lon2(i,j)); %convert to degrees
        lat2(i,j)=-2*(asin((r-r0)/(2*(6371.228/25.067525)*sin(atan((r-r0)/(s-s0))))))-pi/4;
        lat2(i,j)=rad2deg(lat2(i,j));
    end;
end;
lat2=rot90(lat2);
lon2=rot90(lon2);

% Create Mask
BW=roipoly(lat2,sblc(:,2),sblc(:,1));
BW=rot90(BW,3);
BW=fliplr(BW);

% _____ The Inputs _____
ys=1992;
ye=1999;
ds=121;
de=305;

Tb19(75,75,de-ds+1)=NaN;
Tb37(75,75,de-ds+1)=NaN;
Tb85(75,75,de-ds+1)=NaN;
```

```

% ++++++ Start Full Yearly Process ++++++
for year=ys:ye;

jm=zeros(1,de-ds+1);                                % missing days

cd(['G:\Data\Data NSIDC 19 37 85\',num2str(year)]);

% ***** Process each Day *****
for day=ds:de

% ***** Process all 3 NSIDC Frequencies *****
for s=1:3;

frequence=[19 37 85];
freq=frequence(s);

x1=0; x2=0; x3=0;

% Try all different satellites
x1=fopen(['subset_EASE-F08-NL',num2str(year),
num2str(day),'A.', num2str(freq), 'V'], 'r','ieee-le');
x2=fopen(['subset_EASE-F11-NL',num2str(year),
num2str(day),'A.', num2str(freq), 'V'], 'r','ieee-le');
x3=fopen(['subset_EASE-F13-NL',num2str(year),
num2str(day),'A.', num2str(freq), 'V'], 'r','ieee-le');

% Keep only the functional satellite's image
x=max([x1 x2 x3]);

% Keep note of days with insufficient data
if x== -1 | x==0;
    jm(day-ds+1)=day;
    Tb19(:,:,day-ds+1)=NaN;
    Tb37(:,:,day-ds+1)=NaN;
    Tb85(:,:,day-ds+1)=NaN;
    break
end

% Reshape image and get rid of outside pix
nom=fread(x,'uint16');
im=reshape(nom,75,75);
im=flipud((BW.*im)/10);

% change 0 to NaN
im(find(im==0))=NaN;

% _____ Go to the Right Frequency _____

```

```
switch s

    % Process the 19 GHz image
    case 1
        Tb19(:,:,day-ds+1)=im(:,:,);

    % Process the 37 GHz image
    case 2
        Tb37(:,:,day-ds+1)=im(:,:,);

    % Process the 85 GHz image
    case 3
        Tb85(:,:,day-ds+1)=im(:,:,);

    end;
    fclose('all');

end;

% ***** End of Daily Computations *****

% _____ Save and Show Results _____

cd('G:\Data\Modified\Tb19 Tb37 Tb85');
filenam=[num2str(year),'Tb19_37_85'];
save(filenam,'Tb19','Tb37','Tb85','jm');
time=etime(clock,t)

end;
% +++++++ End of Yearly Computations +++++++
```

1.4 Estimation des coefficients empiriques dynamiques B0 et B1 : **Basist_mask2.m**

Cet utilitaire estime les coefficients dynamiques B0 et B1 pour chaque pixel par la méthode des moindres carrés. Le lissage des valeurs s'effectue sur une fenêtre de 20 jours. Cette période fut choisie par essais et erreurs. Initialement, cet utilitaire tâchait aussi de décrire la courbe dynamique par un polynôme. Toutefois, le peu de succès de cette tentative en a eu raison.

```
% _____ Declare the constants _____
% Analysis is done over 8 years (1992-1999), 185 days (121 to 305), and
% 283 pixels (the finite pixels of the basin).

% _____ Open the NARR minimum surface temperature data _____
warning('off');
load('G:\Data\NARR data\Format Matlab\griddat_tmin.mat');

% _____ Open the index matrix _____
cd ('G:\Data\Data modified\Tb19 Tb37 Tb85');
load 'indexNARR.mat'; % 75x75 matrix of the corresponding 76x83 NARR
indices
load 'indNSIDC2.mat'; % Vector of the indices of the 75x75 matrix
[I,J]=ind2sub([75 75],indNSIDC2); % I,J are the subscripts of the NSIDC
indices

% _____ Open the NSIDC data _____
load 'Tb19map';
load 'Tb37map';
load 'Tb85map';

% _____ Declare Constants _____
e0=0.95;
m=20;
deg=6; % There are 283 pixels in the basin

% _____ Time period _____
ys=1992;
ye=1999;
ds=121;
de=305;
days=121:1:305;

% _____ Initialize matrices _____
B0raw=nan(283,185,13);
```

```

B1raw=nan(283,185,13);
B0filt=nan(283,185,13);
B1filt=nan(283,185,13);

% _____ Create the Basist coefficients B0 and B1 _____

% Start YEAR
for year=ys:ye;
y=year-1991;

% Start DAY
for day=ds:de;
day_from84=(year-1984)*365+ceil((year-1984)*0.25)+day;
d=day-120;

% Go over each PIXEL
for i=1:283;

    % Initialize the pixels' vectors
    u=[];
    dT0=[];
    dT1=[];

    % Calculate over the SURROUNDING pixels
    n=0;
    for idif=-1:1;
        for jdif=-1:1;
            n=n+1;
            II=I(i)+idif; JJ=J(i)+jdif; % II and JJ are the
                                         % 75x75 subscripts

            % Analyze this day's pixels and make one vector for
            % the basin

            u(n)=(griddat.tmin(indexNARR(I(i),J(i))).y(day_from
4+273)*e0-Tb19map(II,JJ,d,y));
            dT0(n)=Tb37map(II,JJ,d,y)-Tb19map(II,JJ,d,y);
            dT1(n)=Tb85map(II,JJ,d,y)-Tb37map(II,JJ,d,y);

        end
    end

    % Keep only the finite pixels
    j=find(isfinite(u) & isfinite(dT0) & isfinite(dT1));
    u=u(j);
    dT0=dT0(j);
    dT1=dT1(j);

    % B coeff
    B0raw(i,d,y)=dT0'\u'; % Row=pixel(index), Col=day
    B1raw(i,d,y)=dT1'\u';

```

```
    end
    % End PIX
end
% End DAY

% Filter the B0 and B1
f=zeros(m,1)+1/m'; %vector of increments of m
for i=1:283;
    B0filt(i,:,:y)=filter2(f,B0raw(i,:,:y));
    B1filt(i,:,:y)=filter2(f,B1raw(i,:,:y));
end

end
% End YEAR
```

1.5 Création des matrices de BWI et de FWS: getBWI_mask.m

Cet utilitaire crée les matrices de l'indice BWI pour tout le bassin de La Grande a partir des temperatures de brillance, des temperatures de surfaces et des estimations dynamiques de B0 et B1. Si l'utilitaire ici-bas n'estime pas le FWS, celui-ci est toutefois obtenu en appliquant les équations (3.7) et (3.8) aux matrices de BWI.

```
% _____ Declare the constants _____
% Analysis is done over 8 years (1992-1999), 185 days (121 to 305), and
% 283 pixels (the finite pixels of the basin).

% _____ Open the B0 and B1 coefficients _____
cd ('G:\Data\True Data\Indices');
load 'B0.mat';
load 'B1.mat';

% _____ Open the index vector _____
cd ('G:\Data\True Data\Tb19 Tb37 Tb85');
load 'indNSIDC2.mat'; % Vector of the indices of the 75x75 matrix,
% w/o the two all NaN pixels
[I,J]=ind2sub([75 75], indNSIDC2); % I,J are the subscripts of the
% NSIDC indices

% _____ Open the NSIDC data _____
load 'Tb19all12.mat';
load 'Tb37all12.mat';
load 'Tb85all12.mat';

% _____ Time period _____
ys=1992;
ye=2004;
ds=121;
de=305;
days=(121:1:305);

% _____ Initialize matrices _____
BWIp=NaN(283,185,13);
BWImap=NaN(75,75,185,13);

% _____ Find the BWI _____
% Start YEAR
for year=ys:ye;
y=year-1991;
```

```

% Start DAY
for day=ds:de;
    d=day-120;

    % Analyze this day's pixels
    for i=1:283;
        BWIp(i,d,y)=B0(i,d)*(Tb37all2(i,d,y)-
        Tb19all2(i,d,y))+B1(i,d)*(Tb85all2(i,d,y)-Tb37all2(i,d,y));
    end

    end
    % End DAY

end
% End YEAR

% _____ Filter the BWI _____
f=zeros(5,1)+1/5'; %vector of increments of m
for y=1:13;
    for i=1:283;
        BWIfilt(i,:,y)=filter2(f,BWIp(i,:,y));
    end
end

% _____ Put in Ease-grid geo projection _____
for y=1:13;
    for d=1:185;
        for i=1:283;
            BWImap(I(i),J(i),d,y)=BWIfilt(i,d,y);
        end
    end
end

```

1.6 Affichage des courbes temporelles du BWI et des phénomènes hydrologiques : figure_plotter_LG2.m

Cet utilitaire combine toutes les données travaillées, calculées et ordonnées afin de présenter les résultats sous la forme désirée. Chaque exécution de l'utilitaire résulte en les courbes représentant l'évolution quotidienne (lissée sur 20 jours) du BWI, les débits naturels mesurés à une station en aval du réservoir, la température à la surface, ainsi que les sommes sur 10 jours de la différence quotidienne entre la pluie et l'évapotranspiration potentielle. L'image produit l'évolution pour une année, sur un sous-bassin.

```
% _____ Inputs _____
y=1994;
days=(121:305)';

% Get days in Meteo file
if y==1992;
    a=8888; b=9067;
elseif y==1993;
    a=9254; b=9433;
elseif y==1994;
    a=9619; b=9798;
elseif y==1995;
    a=9984; b=10163;
elseif y==1996;
    a=10349; b=10528;
elseif y==1997;
    a=10715; b=10894;
elseif y==1998;
    a=11080; b=11259;
elseif y==1999;
    a=11445; b=11624;
else error('wrong year input');
end

% _____ Call the files _____
% unlock the «load» and one of the «xlsread» commands

load('G:\Data\True Data\BWI\by pix\BWImap.mat');
LG2 = xlsread('G:\Data\True Data\Donnees des Apports de
LaGrande\Apports BDIJC pour Matlab.xls', 'LG2');

warning off;
load('G:\Data\True Data\NARR\griddat_tmin.mat');
cd ('G:\Data\Data modified\Tb19 Tb37 Tb85');
load 'indexNARR.mat'; %75x75 matrix of the corresponding 76x83
NARRindices
```

```

load 'G:\Data\ETP\meteo_et_ETP_LaGrande.mat';

% _____ Divide in zones and average over _____
load 'G:\Data\True Data\LaGrande 2\columns where there are values in
map.mat';
load 'G:\Data\True Data\LaGrande 2\rows where there are values in
map.mat';
for i=1:numel(r);
    lg2(i,:)=squeeze(BWImap(r(i),c(i),:,y-1991));
end
lg2=mean(lg2);

% Create figure
figure, whitebg([0.9 0.9 0.9]);

% Precipitation for julian days 121 to 300
prec3=LG2_meteo_68_99(a:b,3);
etp3=LG2_etp_68_99(a:b,1);
for i=1:10:180;
    prec4(i:i+9)=sum(prec3(i:i+9))*10;           % from cm to mm
    etp4(i:i+9)=sum(etp3(i:i+9))*10;
end
prec_etp=[prec4',etp4'];
diff=prec4'-etp4';
%h2=bar(days(1:10:180),prec_etp(5:10:180,:)); colormap summer; hold on;
h3=bar(days(1:10:180),diff(5:10:180,:)); colormap cool; hold on;
%0.4,'EdgeColor','y','FaceColor','y','LineWidth',1

[AX,H2,H1]=plotyy(days,lg2(:,:,1),LG2(:,1),LG2(:,y-1990)); hold on;      %
subtract 1990 from year to get right column

% Title
title(['Daily Evolution of BWI for ',num2str(y),' over LG
2'],'color','k','FontSize',12,'FontWeight','bold');

% Y axes
set(get(AX(1),'Ylabel'),'String','BWI','FontWeight','demi')
set(get(AX(2),'Ylabel'),'String','Natural flow to the LG 2 sub-basin
(m3/s)','FontWeight','demi')
set(AX(1),'YLim',[-40 80],'YTick',[-40 -20 0 20 40 60 80])
set(AX(2),'YLim',[0 5000],'YTick',[0 1000 2000 3000 4000 5000])

% X axis
set(AX,'XLim',[85 310],'xtick',[91 121 152 182 214 245 275 305]);
set(AX,'XTickLabel',{'April' 'May' 'June' 'July' 'Aug' 'Sept' 'Oct'
'Nov'},'FontWeight','demi');

% Curve properties
set(H1,'LineStyle','--','LineWidth',1.5);
set(H2(1),'LineStyle',':','LineWidth',1.5,'color','r');

% Grid

```

```
grid on;

% Temperature curves
days2=(y-1984)*365+ceil((y-1984)*0.25)+days;
for j=1:185;
    u(j)=griddat.tmin(indexNARR(46,23)).y(days2(j));
end
f=zeros(10,1)+1/10;                                %vector of increments of m
u2=filter(f,1,u);
h1=plot(days,u2,'w','LineWidth',1.5);

% Legend
legend('rain - etp','BWI','surf temp','flow','Location','NorthWest')
```

ANNEXE 2

METADATA

GISMO Version: 2.3
GISMO PCF Filename: 20059722257.pcf
GISMO Request Date: 9-7-2005 22:25:7
GISMO Requested Mbytes: 137.75625
GISMO Total Input Mbytes: 12730.90609
GISMO Requested Files: 11891
GISMO Requested Media: ftp site-compressed
GISMO Search Start Date: 1987/04/01
GISMO Search End Date: 2004/12/31
GISMO Annual Start Date: 05/01
GISMO Annual End Date: 11/01
GISMO Skip Days: 1
GISMO Daily Start Time: 0:00
GISMO Daily End Time: 0:00
GISMO Search Datasets: SSM/I EASE-GRID NORTH 25.0KM
GISMO Search Parameters: 37H ASC, 37V ASC, 85H ASC, 85V ASC
GISMO Subset Upper Left Latitude: 47.374477
GISMO Subset Upper Left Longitude: -83.317345
GISMO Subset Upper Right Latitude: 64.63757
GISMO Subset Upper Right Longitude: -78.891464
GISMO Subset Lower Right Latitude: 56.783085
GISMO Subset Lower Right Longitude: -48.90682
GISMO Subset Lower Left Latitude: 41.973106
GISMO Subset Lower Left Longitude: -62.505913
GISMO Subset Upper Left X: 176
GISMO Subset Upper Left Y: 381
GISMO Subset Lower Right X: 250
GISMO Subset Lower Right Y: 455
GISMO Subset Grid Width: 75
GISMO Subset Grid Height: 75
Map Projection: AZIMUTHALEQUALAREA
Map Reference Latitude: 90.0
Map Reference Longitude: 0.0
Map Second Reference Latitude: 999.0
Map Rotation: 0.0
Map Scale: 200.5402
Map Origin Latitude: 90.0
Map Origin Longitude: 0.0
Map Equatorial Radius: 6371.228
Map Southern Bound: 0.0
Map Northern Bound: 90.0
Map Western Bound: -180.0
Map Eastern Bound: 180.0
Map Graticule Latitude Interval: 15.0
Map Graticule Longitude Interval: 30.0
Map Graticule Label Latitude: 0.0
Map Graticule Label Longitude: 0.0
Map CIL Detail Level: 1
Map BDY Detail Level: 0
Map RIV Detail Level: 0
Grid Width: 721.0
Grid Height: 721.0
Grid Map Origin Column: 360.0
Grid Map Origin Row: 360.0
Grid Columns per Map Unit: 8.0
Grid Rows per Map Unit: 8.0

ANNEXE 3

TECHNIQUES D'ESTIMATION DE L'HUMIDITÉ DU SOL

2.1 Micro-ondes actives

2.2 La géodésie

2.3 L'imagerie optique

Malgré la nette préférence marquée pour les micro-ondes passives, des études de l'humidité du sol par télédétection se basent sur une foule de théories différentes. Principalement, les instruments de télédétection utilisent une vaste sélection d'ondes. Ainsi, à des fins d'estimation de la variation de l'humidité du sol, les différentes techniques font usage notamment des rayons gamma (longueur d'onde minimale de l'ordre de 10^{-6} μm), du spectre visible, des infrarouges, et des micro-ondes (longueur d'onde maximale de l'ordre de 10^6 μm). De plus, une récente technique inusitée basée non pas sur les ondes mais sur la gravité, est aussi utilisée en recherche.

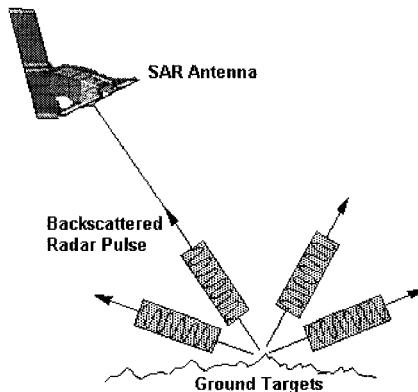
Même si ce mémoire fait état de résultats obtenus à partir de données SSM/I, il demeure intéressant de suivre les autres développements dans le domaine de la télédétection.

2.1 Micro-ondes actives

Les micro-ondes actives sont utilisées depuis bon nombre d'années en télédétection, et ce par plusieurs organismes différents. L'ESA et la NASA opèrent toutes deux depuis de nombreuses années des programmes aéroportés et satellitaires de télédétection par micro-ondes actives. Quoique la grande majorité de ces programmes n'ait pas comme but principal l'estimation de l'humidité du sol, leurs données peuvent facilement être converties comme outil approprié à cette estimation.

Ces radars, ou capteurs, sont considérés « actifs » car ils émettent des impulsions de radiations micro-ondes. Cette impulsion est réfléchie par le sol et mesurée par l'instrument. Les propriétés du sol en direction de la source diffusent le signal qui y est réfléchi. La variation d'intensité du signal réfléchi est utilisée pour calculer le facteur de rétrodiffusion, défini comme étant le rapport de la puissance du rayonnement électromagnétique tombant sur un obstacle diffusant à la puissance du rayonnement diffusé par l'obstacle dans la direction opposée à la direction incidente.

Les propriétés de diffusion du sol affectent l'impulsion en agissant sur trois facteurs : la longueur d'onde, la polarisation, et l'angle d'incidence. La géométrie de surface du sol, soit la rugosité et le couvert végétal, affecte la diffusion de l'impulsion. Les propriétés diélectriques du sol en sont aussi responsables. Il s'agit du contenu en eau de la végétation et du contenu en eau du sol. Puisque le contenu en eau du sol est responsable des changements mesurés dans le signal, il est possible d'évaluer l'humidité du sol à partir des micro-ondes actives, pourvu que les autres propriétés du sol puissent être écartées. Plusieurs études confirment le principe d'utilisation du radar à synthèse d'ouverture (abrégé SAR, pour synthetic aperture radar) afin de cartographier l'humidité du sol (Dobson & Ulaby, 1986; Wegmuller, 1997).



Rétrorédiffusion des micro-ondes actives
(Center for Remote Sensing Imaging and Processing [CRISP], 2001)

Un SAR est défini comme un radar à visée latérale pourvu d'un dispositif spécial de traitement des signaux rétrorédiffusés, permettant d'améliorer la résolution géométrique de l'image selon l'axe parallèle à la route, en superposant les échos successifs d'un même point identifiés par leur effet Doppler (Wikimedia Foundation, 2006).

La précision, la variance, la profondeur détectée, la taille de la zone couverte et autres résultats obtenus dépendent grandement des caractéristiques de l'appareil utilisé. Néanmoins, les étapes à suivre afin d'obtenir des cartes de l'humidité du sol à partir de données satellitaires sont sensiblement les mêmes que pour les micro-ondes passives.

La plus grande différence est l'effet néfaste de la géométrie du sol. La rugosité du sol et la topographie ont beaucoup plus d'effets sur la réflexion des ondes que sur l'émissivité. Pour traiter les mesures brutes prises par micro-ondes passives, des données de surface géométriques ainsi qu'un indice de végétation (abrégé NDVI, pour Normalized Difference Vegetation Index), obtenus la plupart du temps par «Landsat Thematic Mapper», sont utilisés afin de balancer les effets des propriétés de diffusion du sol.

Il est important de noter que les SAR portés par les satellites n'ont pas pour but premier de mesurer et cartographier la distribution spatiale et les variations temporelles de l'humidité du sol. Plutôt, ce sont leurs données sur les propriétés de diffusion du sol qui sont transformées par des algorithmes afin d'obtenir le contenu en eau du sol. Plusieurs satellites captant les micro-ondes actives existent. Ils servent une multitude d'application, mais l'utilisation de leurs données afin d'estimer le contenu en eau du sol relève d'un désir bien précis de l'usager, et non d'un programme établi par l'agence responsable.

2.2 La géodésie

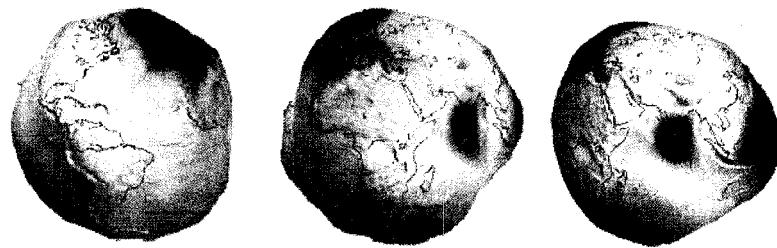
La mission GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) est la première mission du programme du ESSP (Earth System Science Pathfinder) de la NASA. L'objectif principal est de cartographier le champ magnétique terrestre global, avec une précision bien supérieure à ce qui est présentement disponible, tout au long de périodes d'au moins cinq ans.

GRACE est constituée en deux satellites jumeaux se suivant à une distance de 220 km et co-orbitant à 500 km au-dessus de la Terre. C'est en mesurant la fluctuation de la distance entre les deux instruments, avec un système de télémétrie par micro-ondes, et leur positionnement exact au-dessus de la Terre, avec des GPS, que GRACE offre aux

scientifiques une technique efficace et rentable pour décrire le champ magnétique de la Terre (Tapley, Bettadpur, Ries, Thompson, & Watkins, 2004).

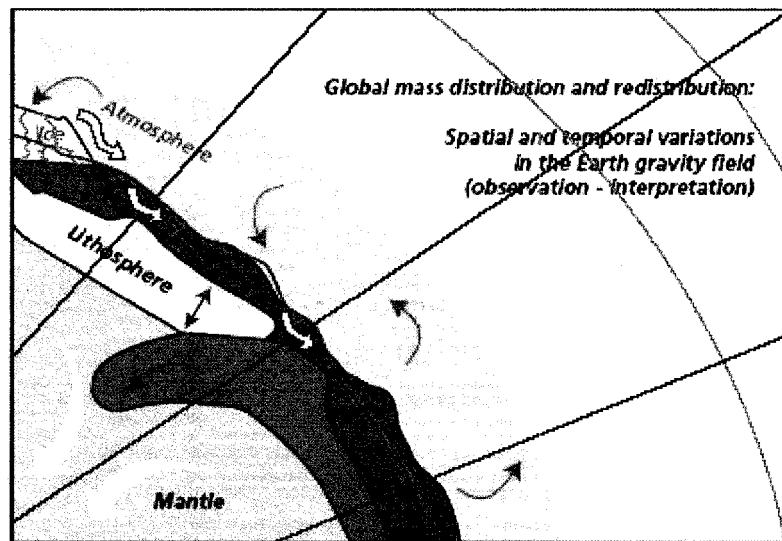
La connaissance des fluctuations du champ magnétique terrestre offre aux scientifiques une nouvelle approche permettant de suivre le transport et la variation des masses circulant sous et à la surface de la Terre, soit l'écoulement des eaux superficielles et souterraines, la circulation des courants océaniques, les échanges entre les glaciers et l'océan, et les variations de masses dans la croûte et le manteau terrestres. Spécifiquement, pour l'étude du bilan hydrique terrestre, c'est la circulation de l'eau dans le sol qui est d'intérêt.

La gravité est définie comme la force qui attire les corps les uns aux autres. La force gravitationnelle qu'exerce un objet sur un autre est proportionnelle à sa masse. Plus un corps est massif, plus sa force gravitationnelle est puissante. Ce phénomène est responsable autant du fait que les humains puissent marcher sur Terre, que de la rotation des planètes autour du soleil. En effet, tous les objets révolutionnant autour de la Terre, la lune autant que les satellites artificiels, demeurent en orbite à cause de la gravité. Cependant, dues aux particularités de la composition de la planète Terre, le champ magnétique n'est pas uniforme. Non seulement la Terre n'est-elle pas parfaitement sphérique, mais la distribution des masses terrestres, tel les montagnes et les océans, n'est pas homogène. Les températures et salinités divergentes, les glaciers, ainsi que la composition des sols sont tous des facteurs influents sur l'hétérogénéité des masses terrestres. Les géodésiens dessinent la Terre selon son géoïde : une surface imaginaire sur laquelle la force gravitationnelle est partout égale. Les déformations du géoïde démontrent les variations géographiques de l'attraction terrestre : le rayon du centre de la terre jusqu'au géoïde est proportionnel à la force gravitationnelle.



*Vues du géoïde selon le modèle EIGEN-GC01C
(GFZ Potsdam Département 1, 2004)*

Cependant, le géoïde n'est pas une surface fixe. La réalité est que le champ gravitationnel est continuellement en mutation, particulièrement dû au cycle hydrologique, alors que les masses d'eau circulent entre les rivières, les océans, l'atmosphère, le sol, les glaciers et autres, mais aussi selon le mouvement des plaques tectoniques et des flots de magma sous la croûte terrestre.



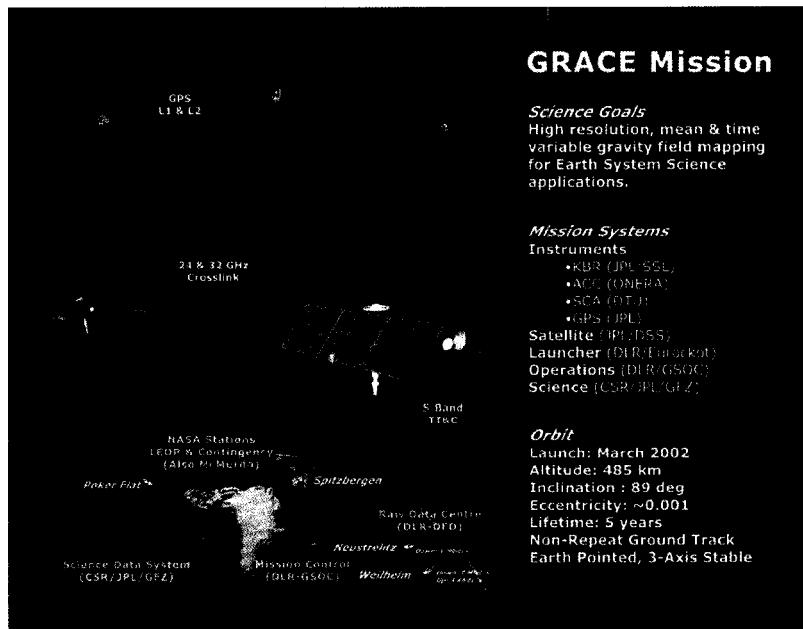
*Mouvement des masses terrestres
(Ward et al., 2002)*

Quoique les variations de masse dans le manteau et à la surface soient minimes par rapport à la masse totale terrestre, ne la modifiant en un endroit que d'environ 1%, elles sont suffisantes pour modifier le champ gravitationnel et son action sur les objets en

orbite autour de la Terre (Tapley, Bettadpur, Watkins, & Reigber, 2004). L'étude du champ gravitationnel de la Terre peut donc permettre une meilleure connaissance des mouvements de masse que sont :

- le transport de l'eau sous et à la surface de la Terre
- la fonte des glaciers et la hausse du niveau marin
- les courants marins, profonds ou près de la surface
- le glissement des plaques tectoniques.

Le principe du fonctionnement des satellites tient justement à cette hétérogénéité du champ gravitationnel et aux fluctuations qui s'y opèrent. Au passage du premier satellite au-dessus des régions plus massives, la gravité plus puissante agira sur celui-ci, modifiant son accélération gravitationnelle et l'éloignant du satellite suivant. En mesurant très précisément la distance continuellement changeante entre les deux satellites, GRACE obtient donc un indice de variation du champ gravitationnel. Combinées au positionnement précis obtenu par les GPS (Global Positioning System), ces données permettent aux scientifiques de dessiner le géoïde de la Terre avec une précision encore là inconnue, à une fréquence mensuelle.



*Interaction entre GRACE et les autres éléments du programme
(GFZ Potsdam Département 1, 2004)*

Auparavant, les données de quelques douzaines de satellites étaient requises afin de produire une esquisse du géoïde. Pour ces missions, une quantité de données accessibles durant la phase de mise en service fut utilisée afin d'obtenir des modèles initiaux de gravité. Les nouveaux modèles initiaux présentent une amélioration de plus d'un ordre de grandeur et l'estimation de l'erreur indique une précision de 2 cm uniformément sur les continents et les océans (Ward et al., 2002).

Mais l'intérêt réside vraiment dans les fluctuations qui s'opèrent dans le champ gravitationnel. À chacun de ses passages, GRACE enregistre la force gravitationnelle et permet un suivi des variations de masses en mouvement. Chacun des types de mouvements de masses comportant des processus différents et s'effectuant à des échelles temporelles typiques, les scientifiques pourront différencier entre les sources de mouvement de masse. En effet, les changements s'effectuant dans le cycle hydrologique surviennent plus rapidement que ceux des courants océaniques ou des flots de magma.

Ainsi, le satellite devient donc un instrument de monitoring de la variation de teneur en eau dans le sol.

2.3 L'imagerie optique

Cette méthodologie présente une alternative aux méthodes habituelles de télédétection. Cette méthode est basée sur le principe que le partitionnement des flux de chaleur de surface est une indication des conditions de l'humidité du sol. Il s'agit d'estimer la variable de l'humidité du sol en modélisant le bilan de l'énergie de surface à partir de données obtenues par des outils de télédétection mesurant les radiations visibles, quasi-infrarouges et infrarouges du spectre énergétique.

Les données satellitaires nécessaires sont amassées depuis 1982 par le «Landsat Thematic Mapper», et depuis 2000 par le «Advanced Space-borne Thermal Emission and Reflection Radiometer» (ASTER). Malgré le fait que cette technique est depuis quelques temps utilisée afin de décrire les carences en eau du sol, son utilisation à des fins de suivi des variations est récente.

La méthode d'estimer l'humidité du sol par imagerie optique provient de l'élaboration d'un modèle exprimant l'humidité à partir du bilan énergétique de surface construit avec des données d'imagerie optique. Ce modèle procède au calcul complet des bilans radiatifs et énergétiques de surface, ainsi que des flux de chaleur, des résistances au mouvement, et du transport de chaleur et de vapeur d'eau. De ces calculs, l'on évalue l'évapotranspiration, variable à partir de laquelle est estimée l'humidité du sol.

Le calcul de l'évapotranspiration passe par le bilan énergétique. Une suite d'équations calcule le bilan énergétique qui est exprimé comme suit :

$$\lambda E = R_n - G - H$$

Où λE = chaleur latente d'évaporation

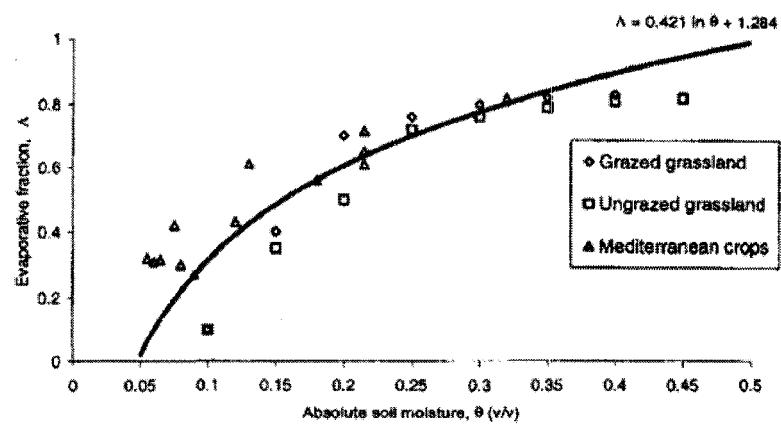
R_n = quantité nette de radiation à la surface

G = flux thermique au sol

H = flux thermique sensible

Tous les calculs des variables d'état sont effectués spécifiquement à chaque pixel de l'image, selon les données amassées par imagerie optique. Le R_n est calculé à partir de l'albédo et des transmittances provenant des bandes d'ondes courtes et des émissions à bande longue calculées à partir de la bande thermique. Le flux thermique au sol provient des indices de végétation calculés à partir des données spectrales et de la radiation nette. La chaleur sensible provient de la température au sol, de la mesure au sol de la vitesse du vent, de la rugosité de surface, et de la prédiction par infrarouge du différentiel de température sol-air (Scott et al., 2003).

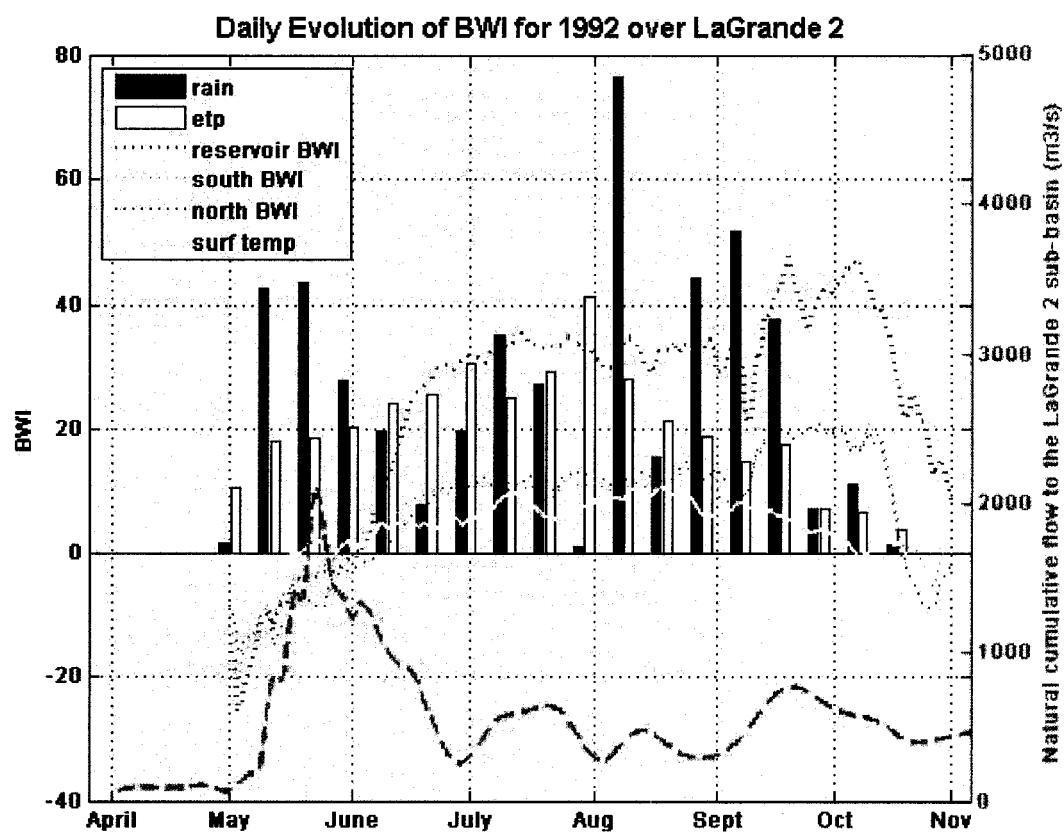
Une fois ces variables calculées selon les conditions mesurées, l'évapotranspiration est obtenue en divisant le côté droit de l'équation par la chaleur latente d'évaporation, λ . Ensuite, le contenu volumétrique en eau dans le sol est estimé grâce à une relation statistique entre l'humidité et une fraction d'évaporation, Λ (chaleur latente divisée par la différence entre la radiation nette et le flux thermique au sol). Cette relation empirique est basée sur les résultats de deux expériences, le «first international satellite land surface climatology project field experiment» (FIFE), et le «ECHIVAL field experiment in densification-threatened areas» (EFEDA). Le FIFE a été effectué en 1987 et 1989, au Kansas, sur des herbages pâturables et non pâturables, aux sols alluviens ou éoliens. L'EFEDA a été effectué en Espagne, sur des terres agricoles irriguées et non irriguées.

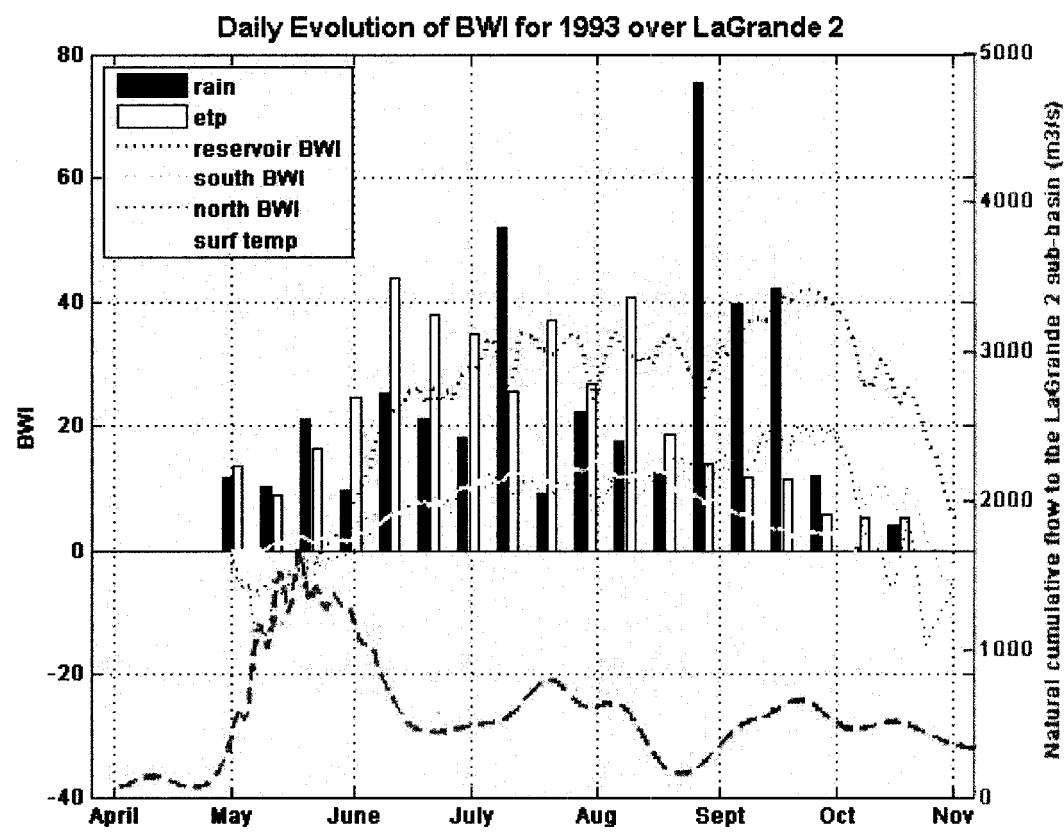


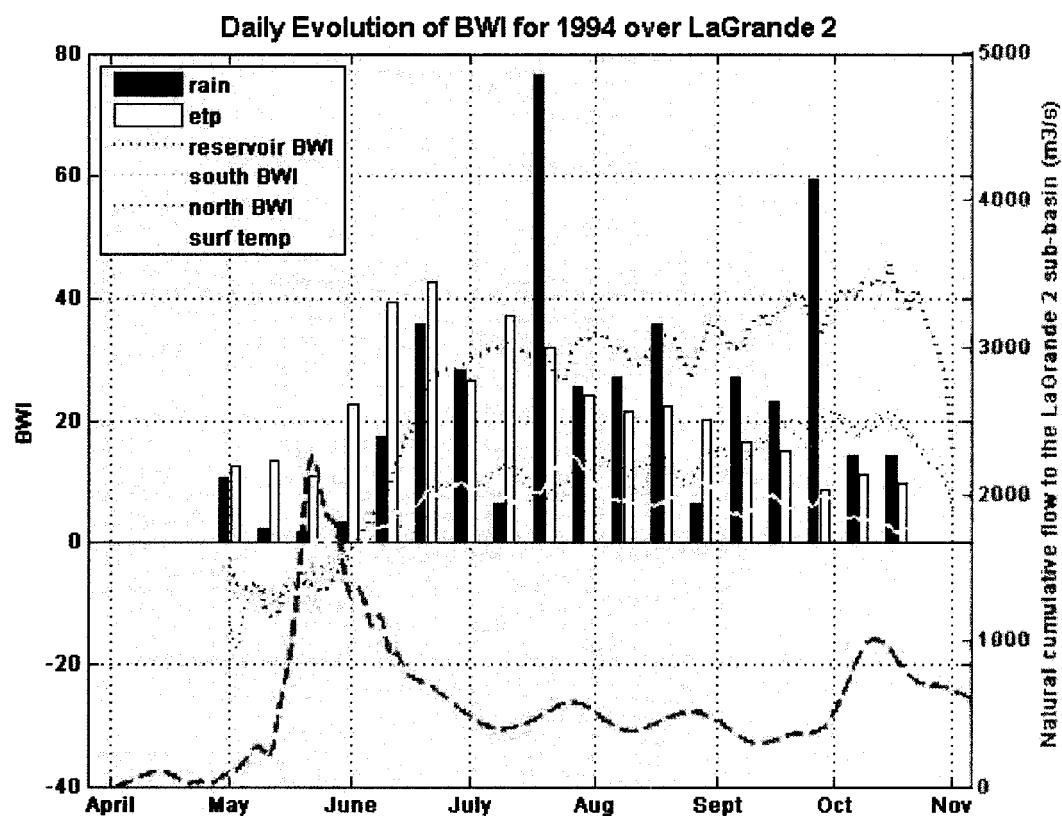
*Relation entre la fraction d'évaporation et l'humidité du sol
(Scott et al., 2003)*

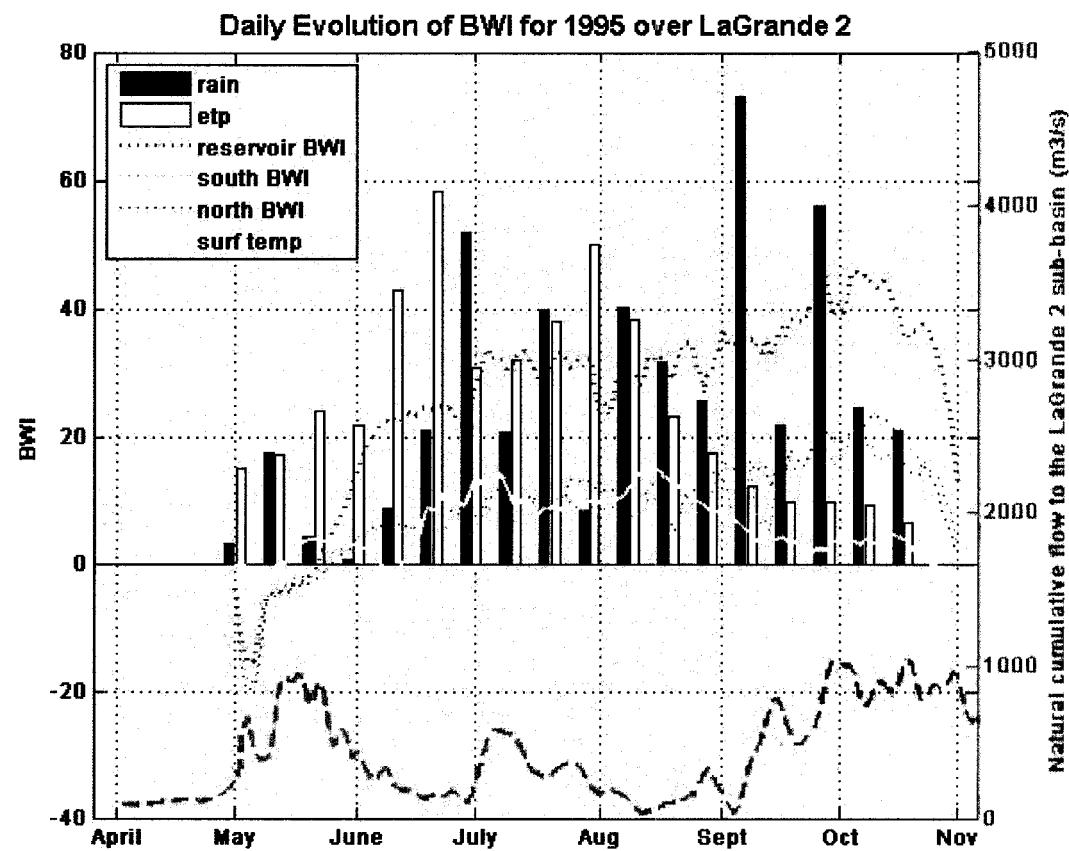
ANNEXE 4

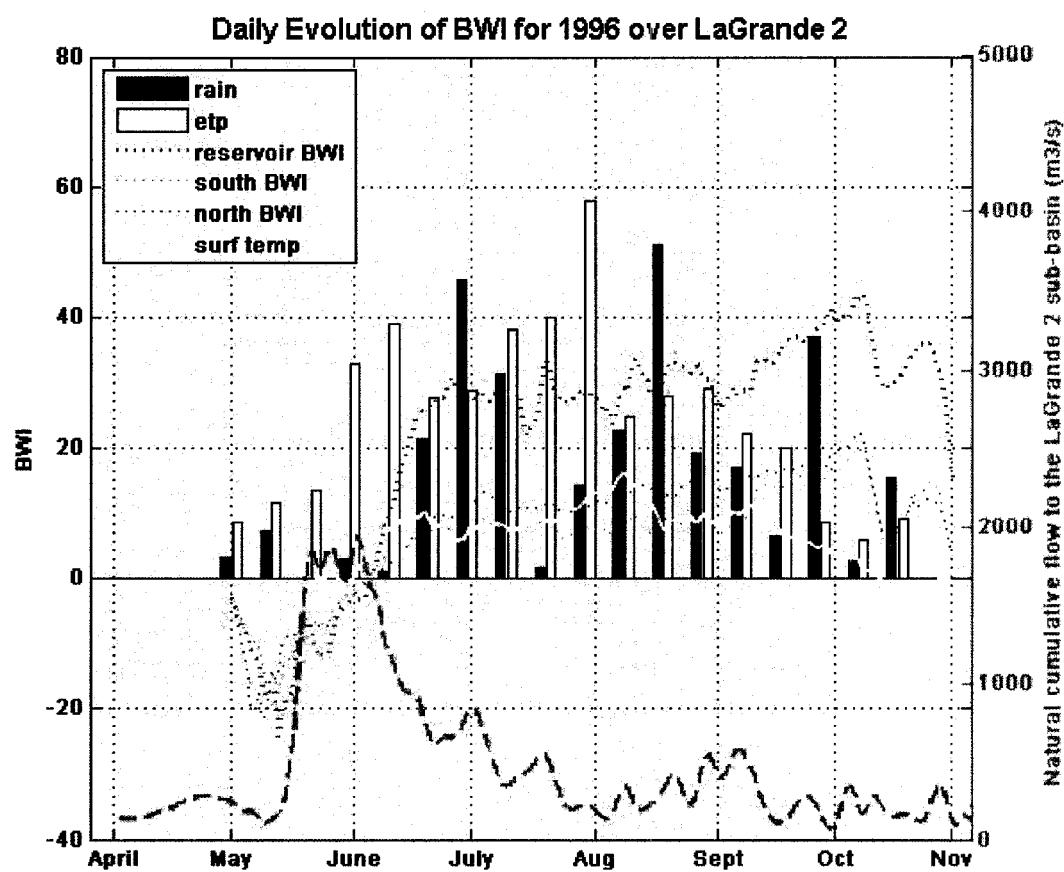
BWI VS PARAMÈTES HYDRIQUES SUR LE BASSIN LG2

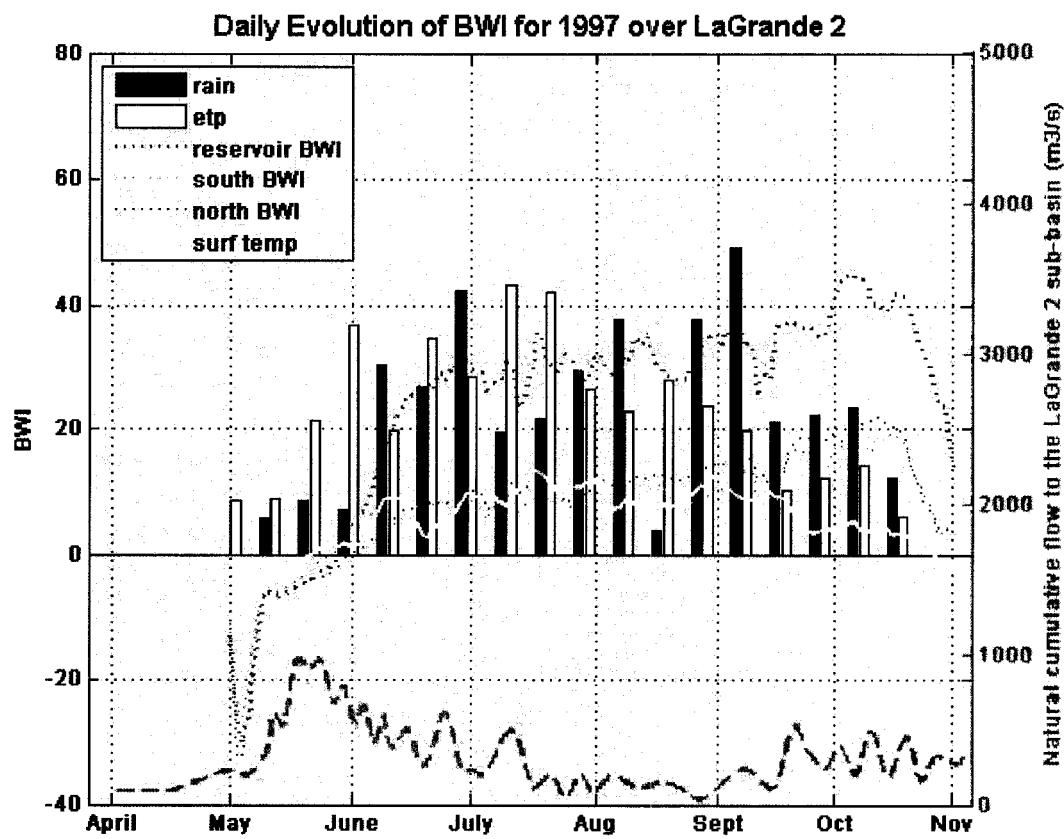


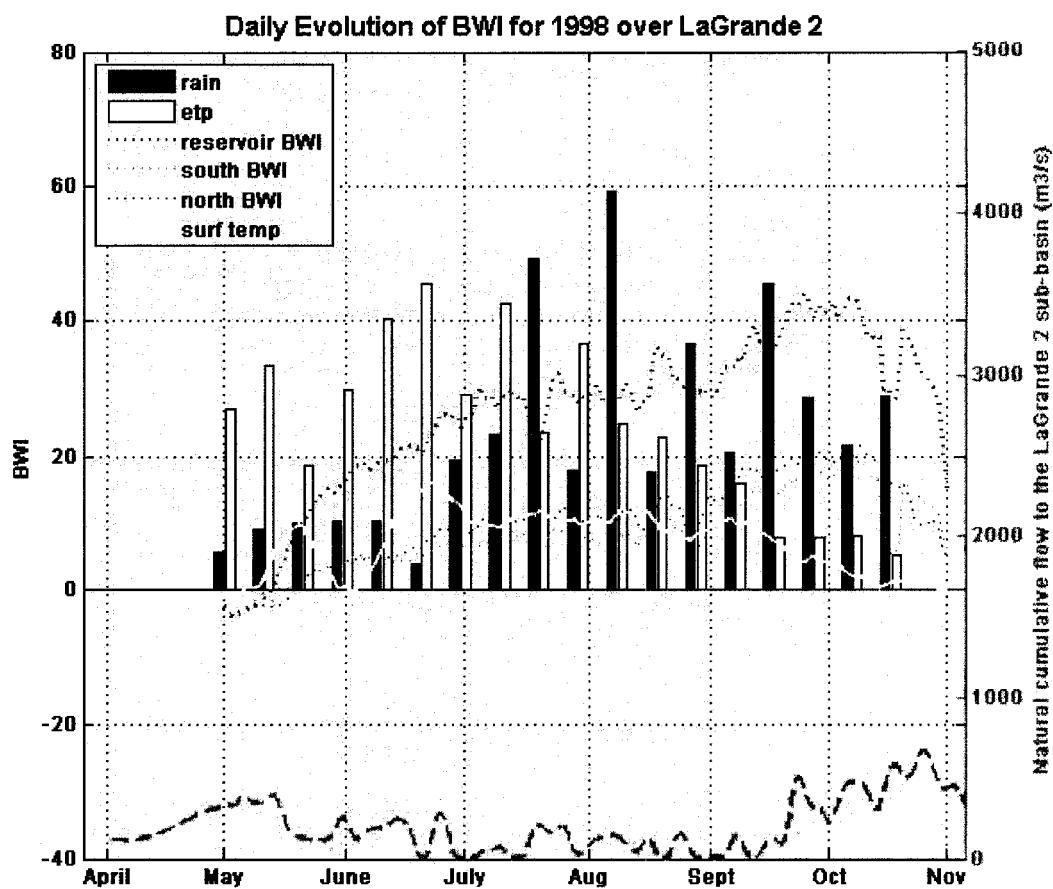


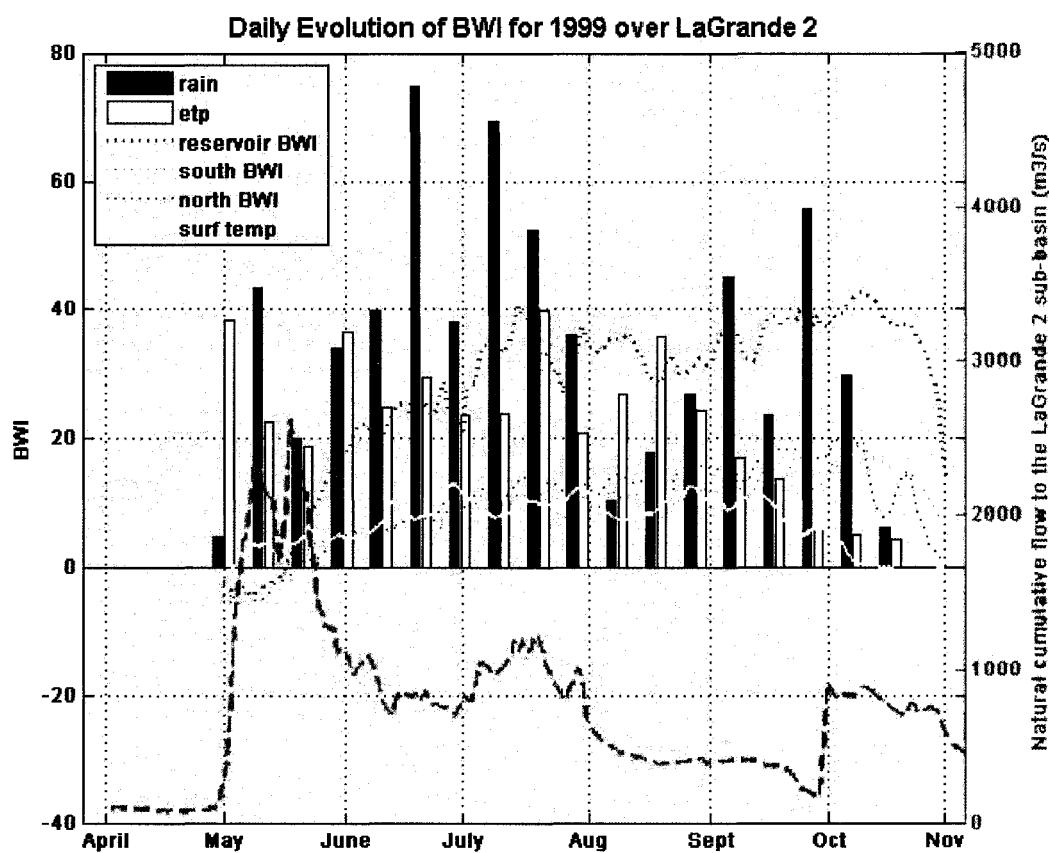






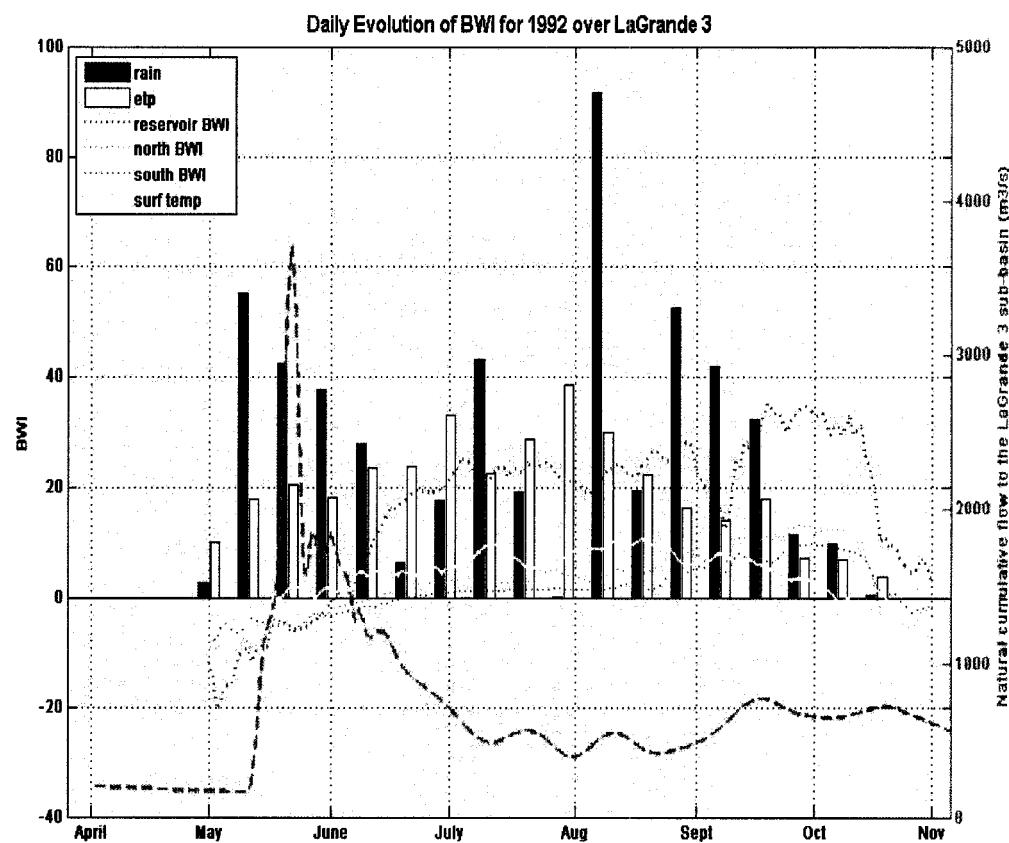


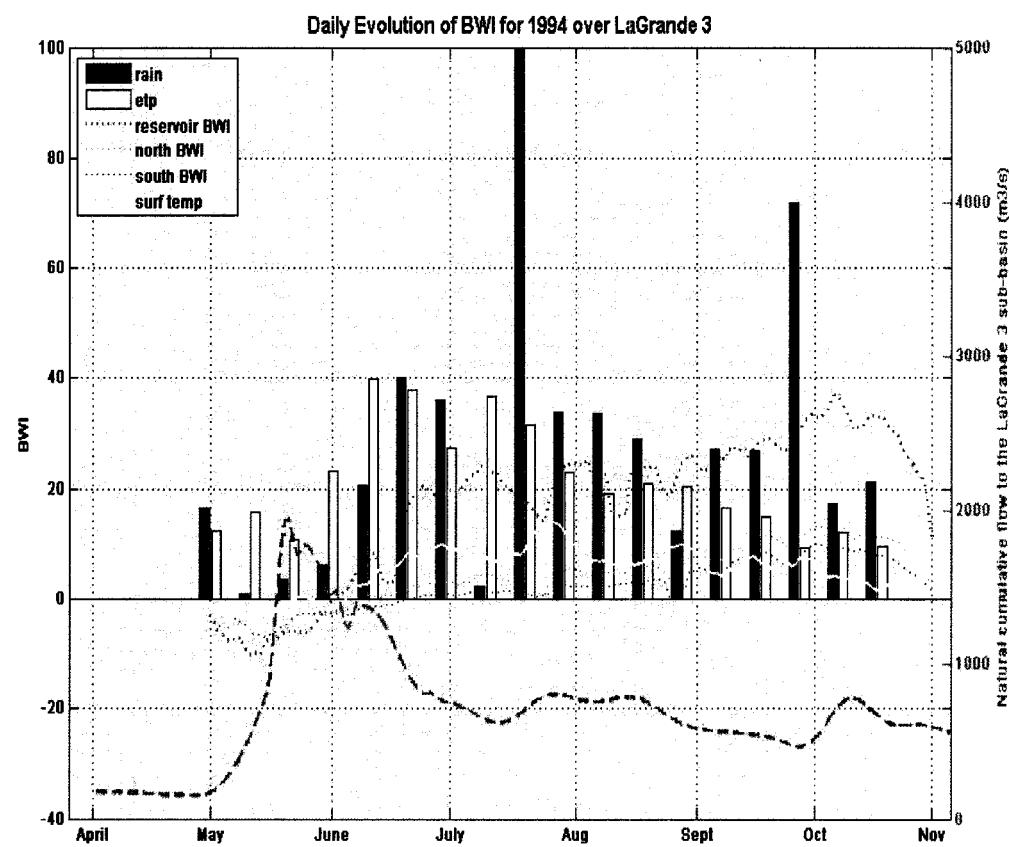


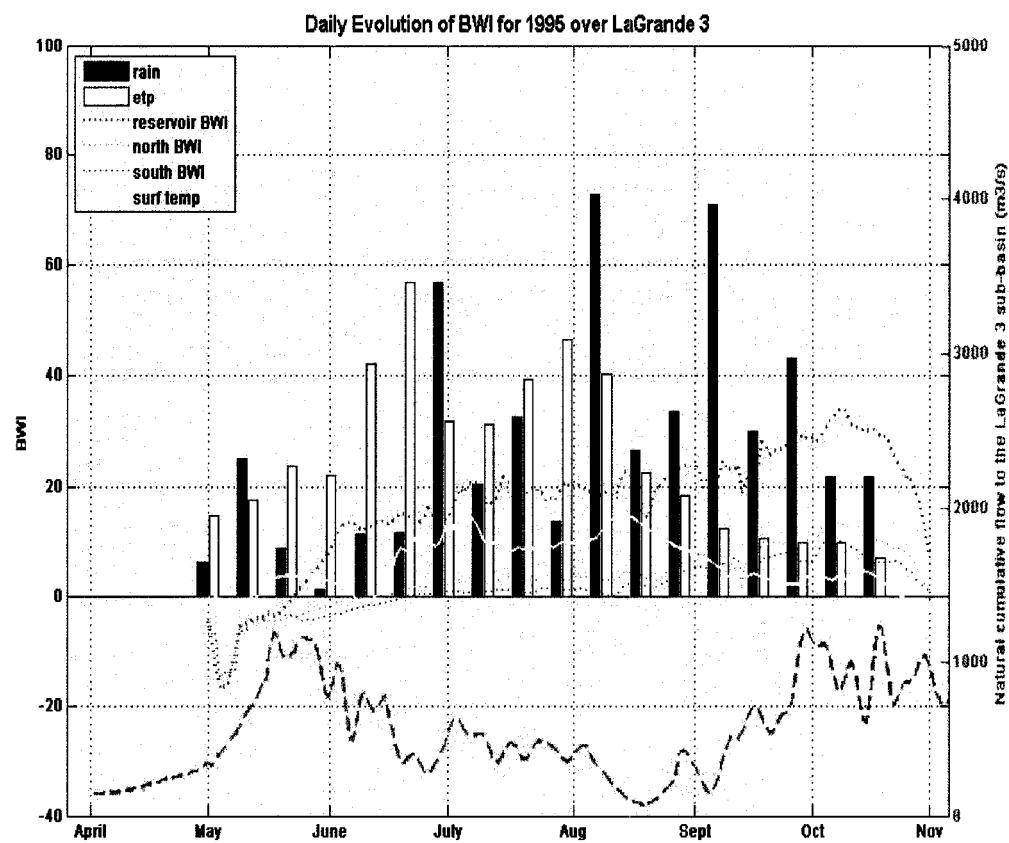


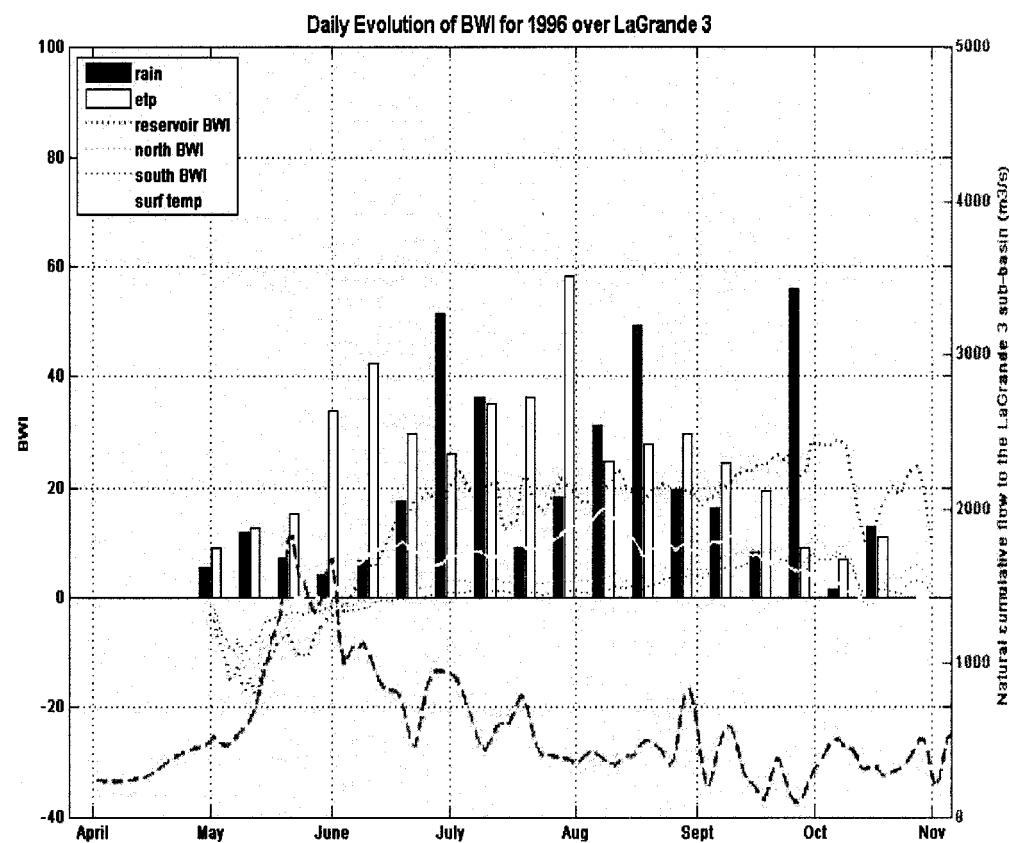
ANNEXE 5

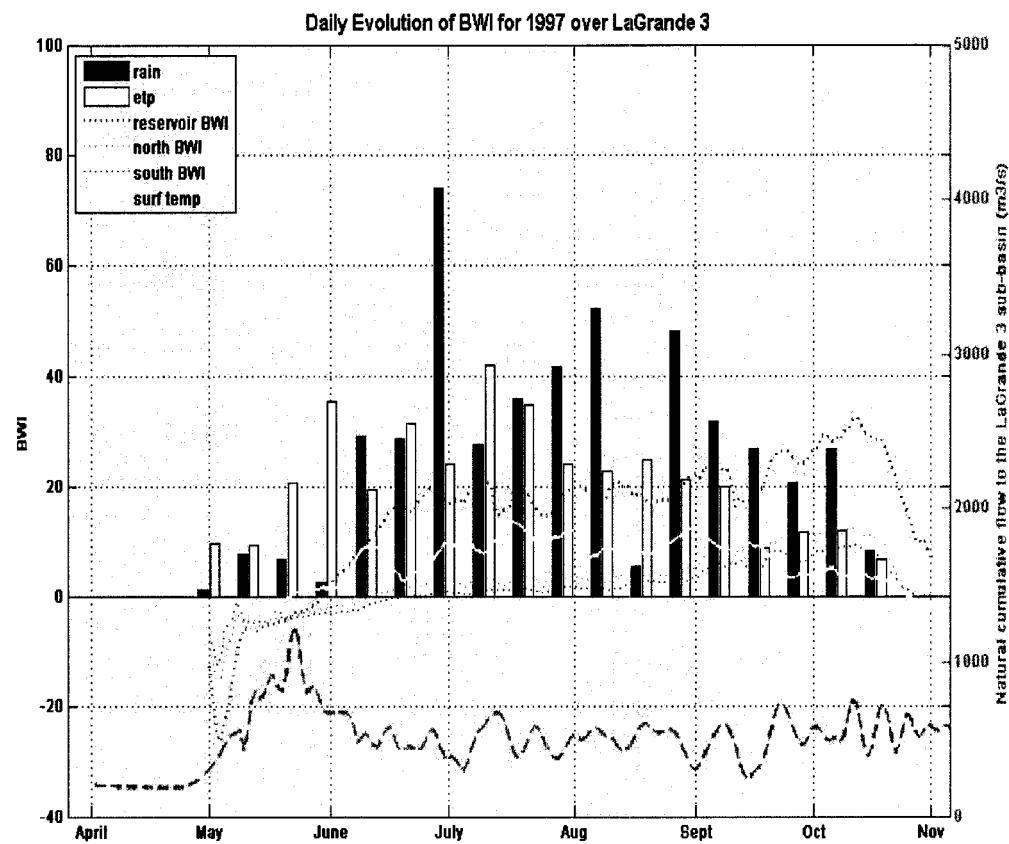
BWI VS PARAMÈTES HYDRIQUES SUR LE BASSIN LG3

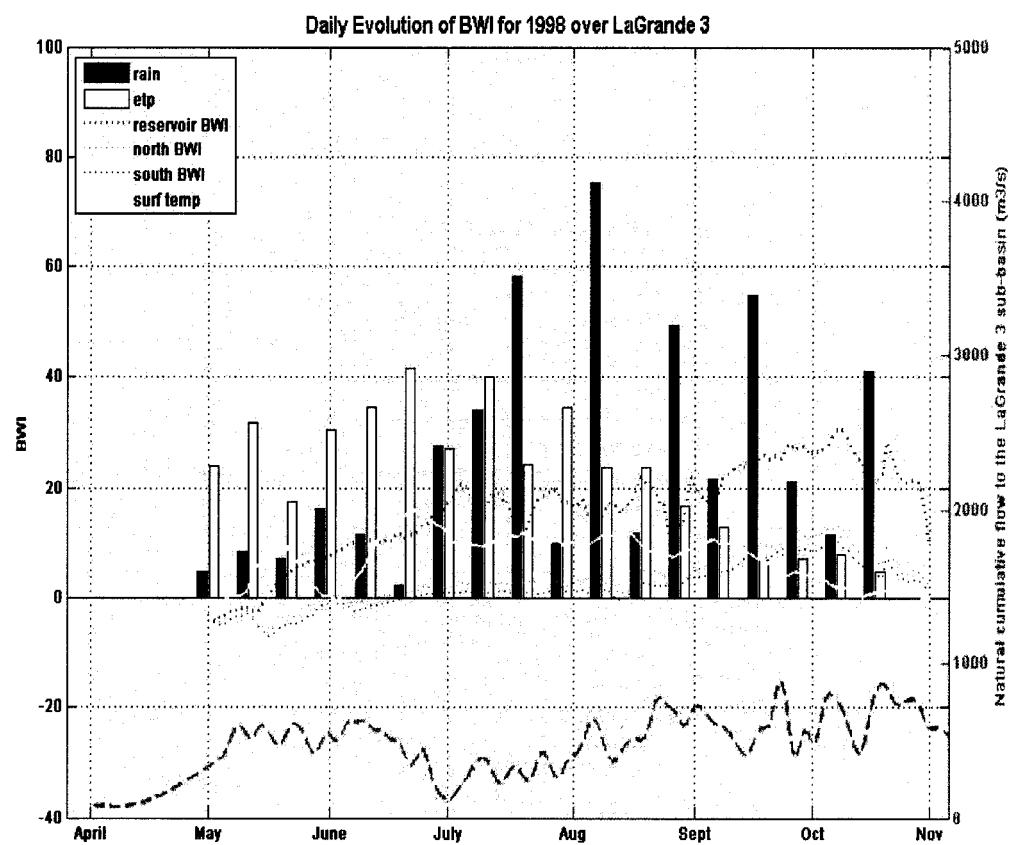


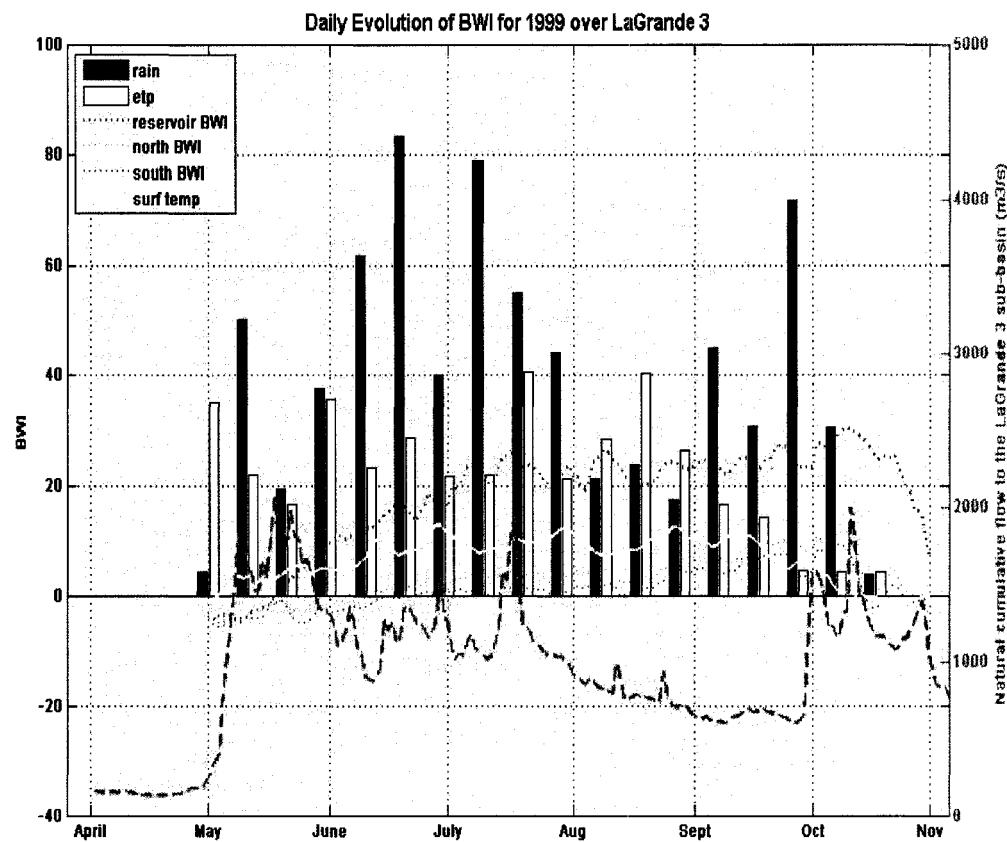






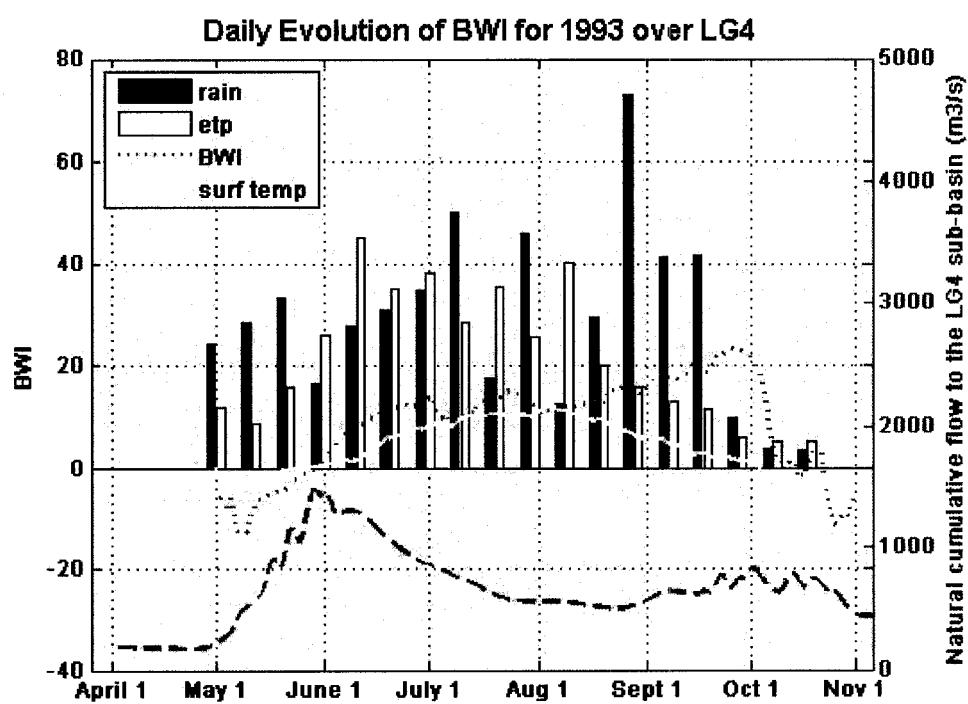
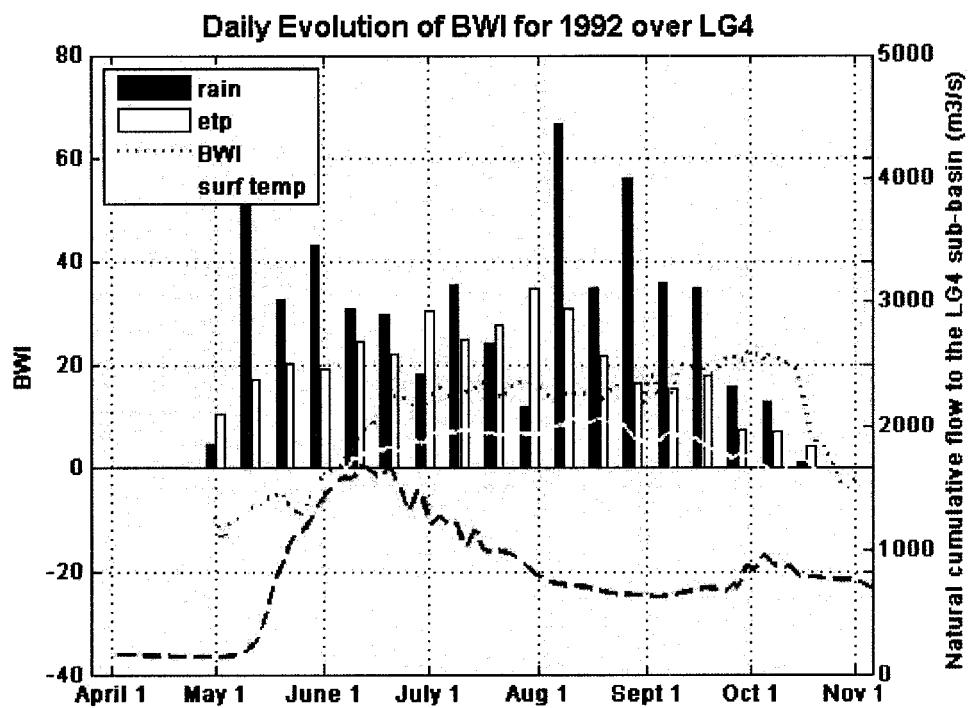


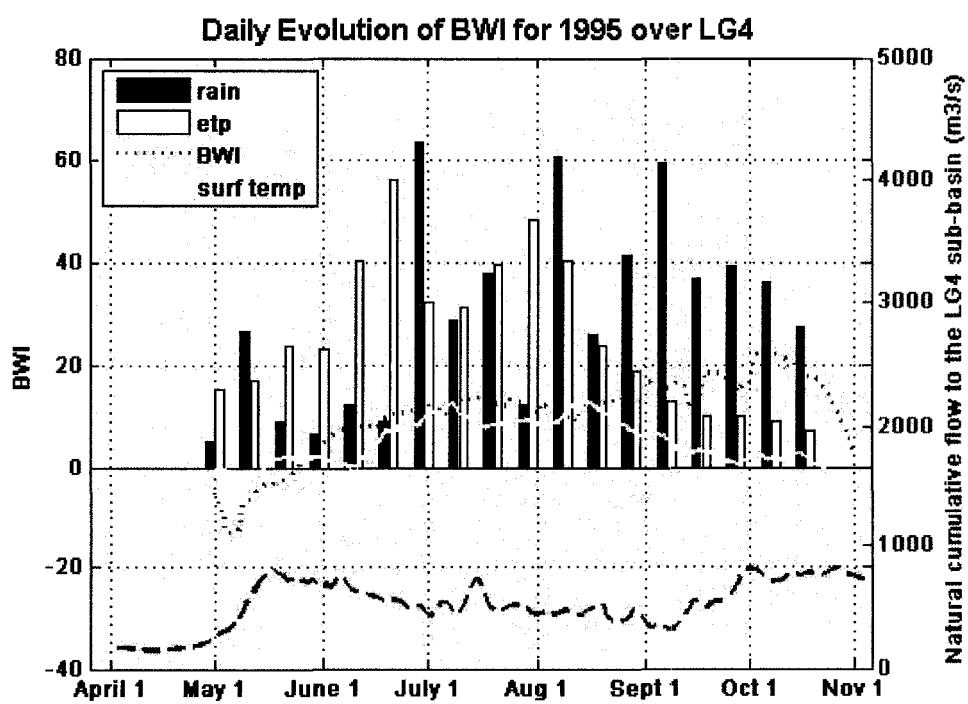
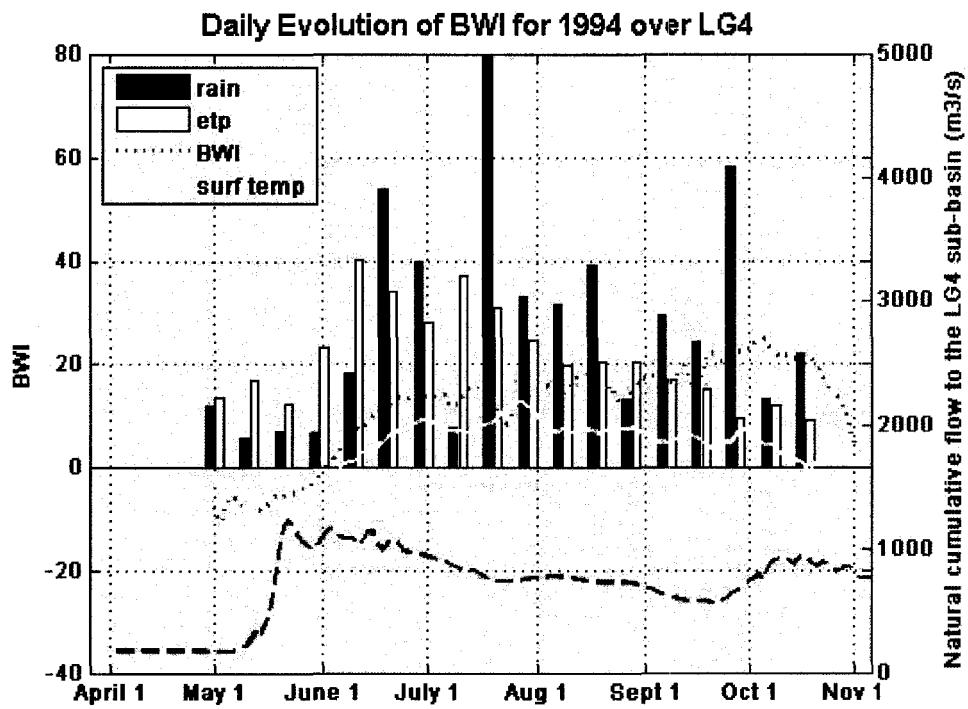


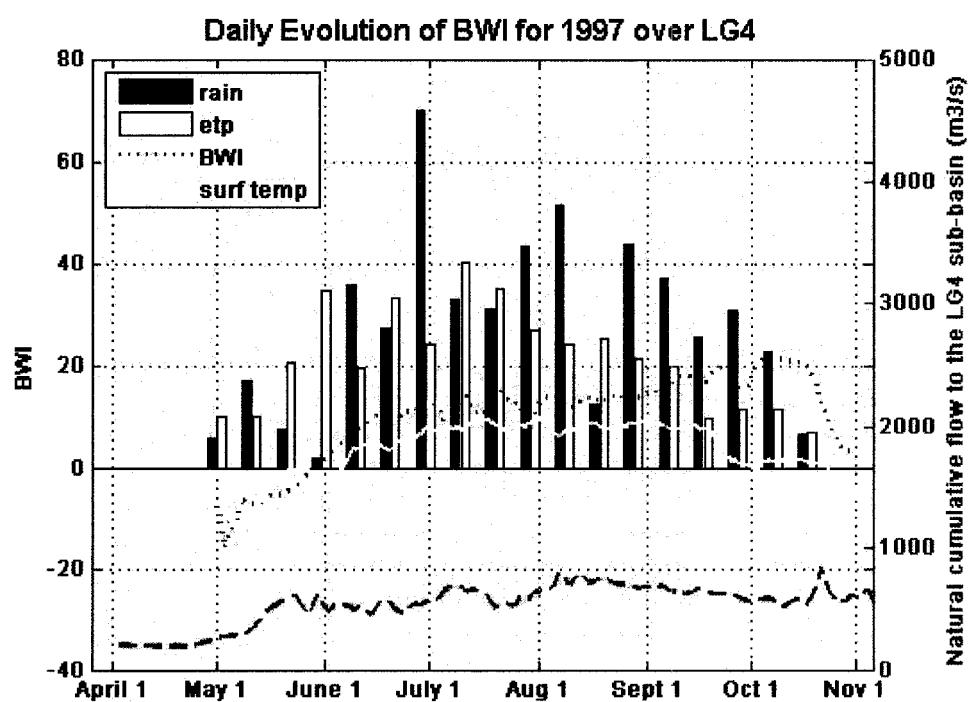
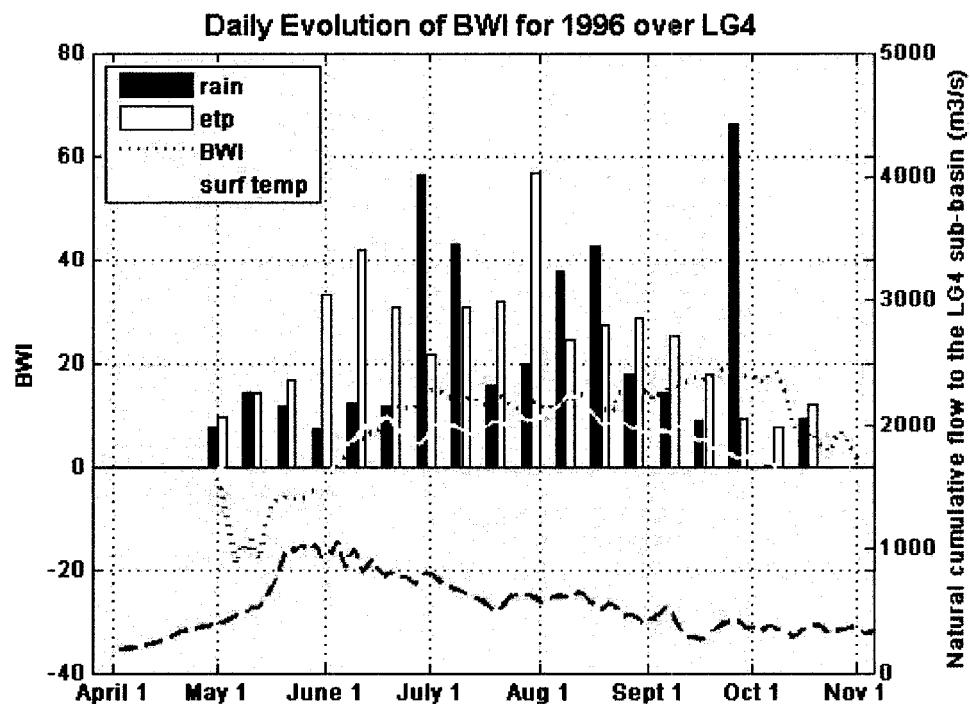


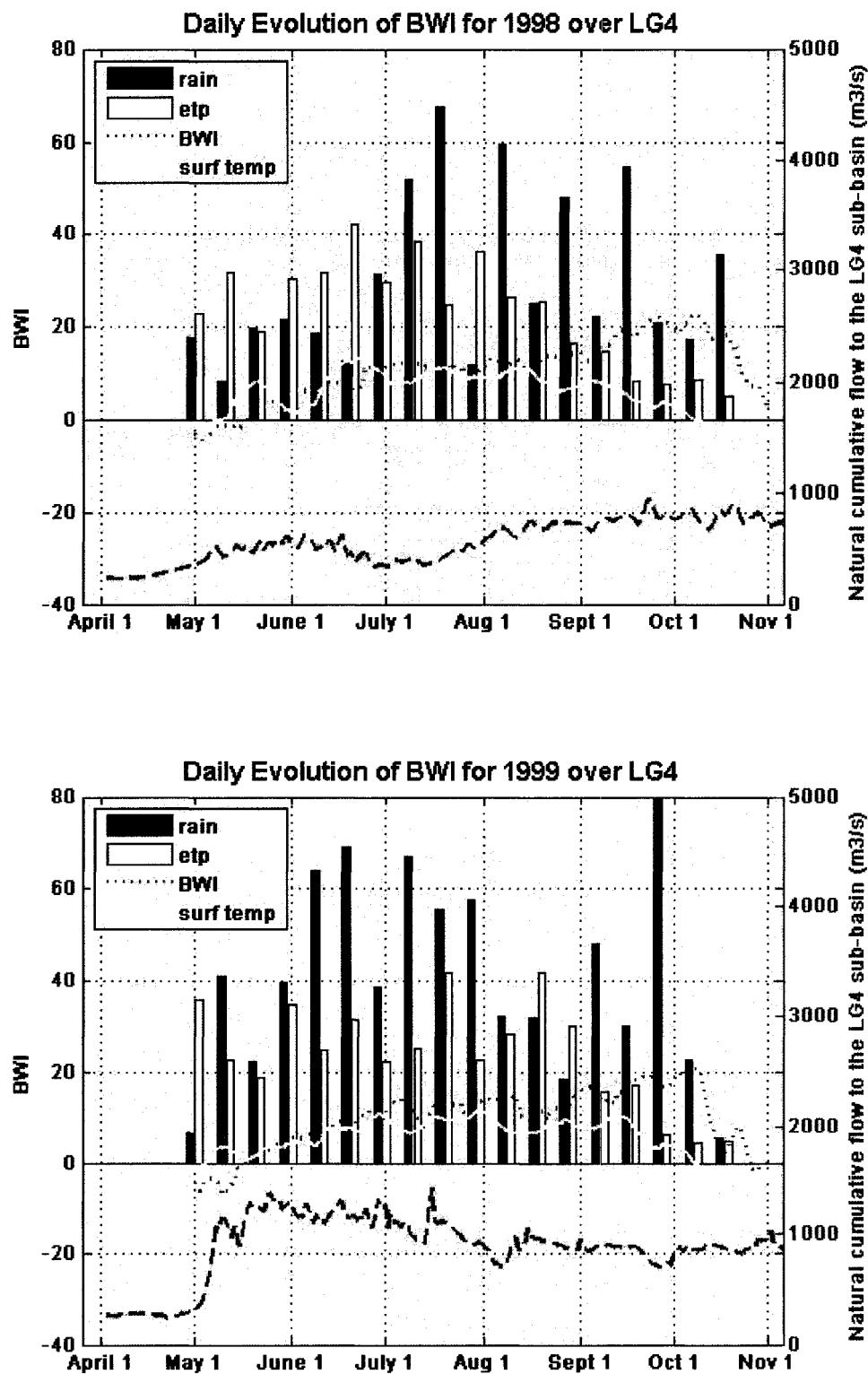
ANNEXE 6

BWI VS PARAMÈTRES HYDRIQUES SUR LE BASSIN LG4



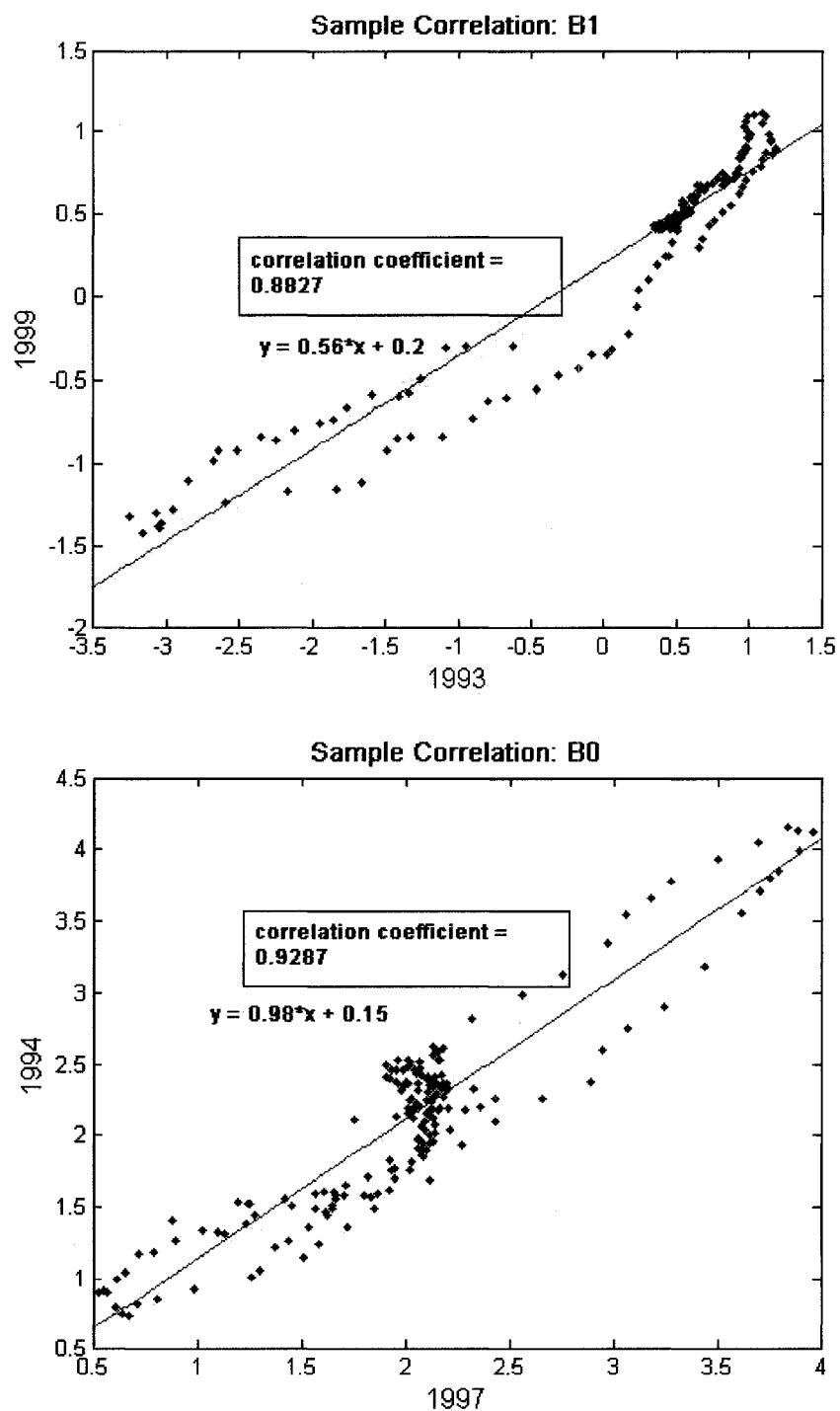






ANNEXE 7

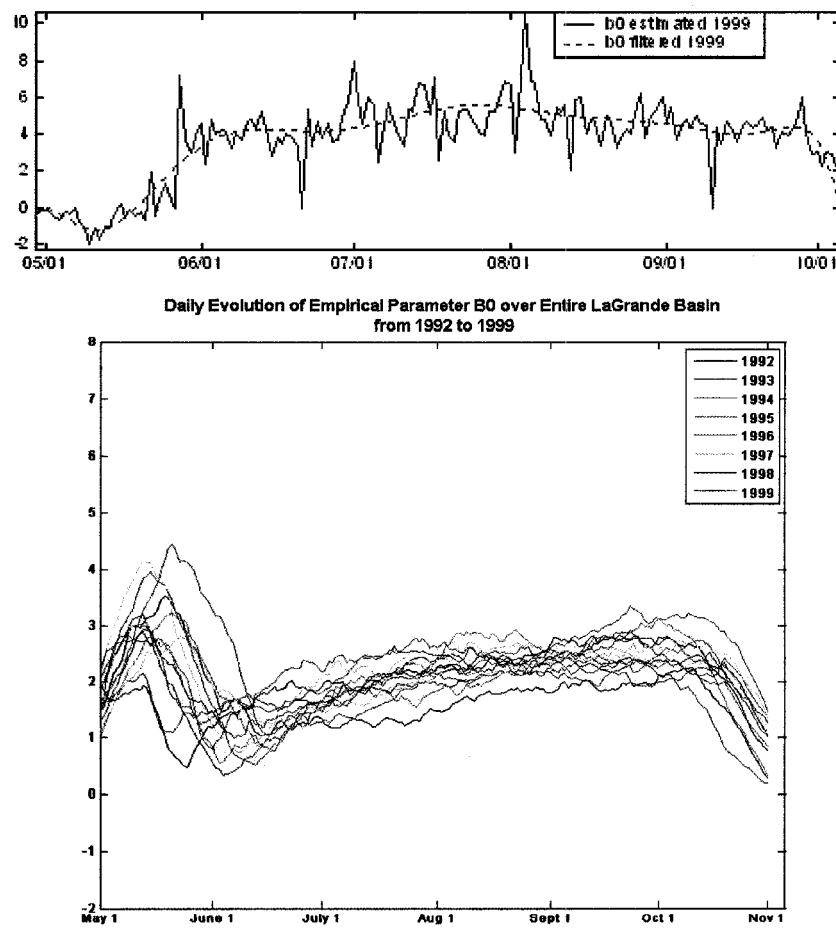
CORRÉLATION INTERANNUELLES DES COEFFICIENTS



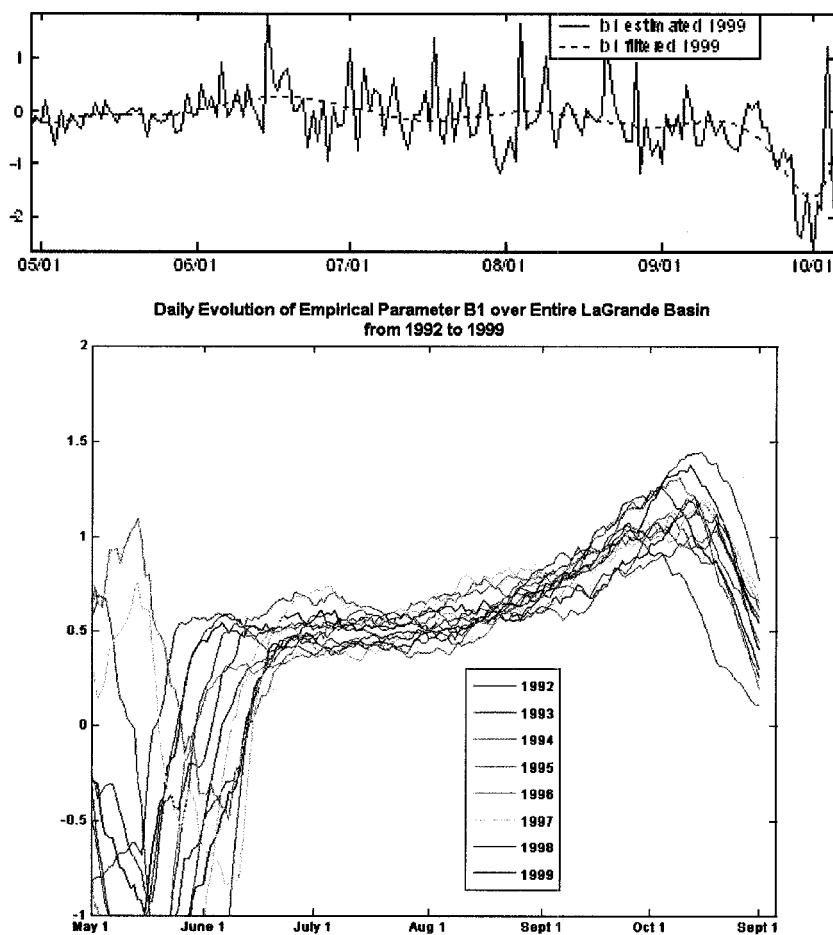
ANNEXE 8

COMPARAISON D'ÉTUDES DES PARAMÈTRES

Les résultats des paramètres empiriques obtenus lors de cette étude et ceux présentés par lors d'une étude semblable (Temimi, 2006) comportent des ressemblances et des différences qu'il est pertinent de souligner. Dans les deux cas, les coefficients B0 sont plus élevés, ce qui confirme la pondération supérieure conférée à la différence d'émissivité aux fréquences 37 GHz et 19 GHz. Toutefois, la forme des courbes diffère. Ceci est dû aux particularités physiques, principalement au couvert végétal, des deux régions distinctes.



Coefficient B0 : Bassin MacKenzie vs Bassin LaGrande
(Temimi, 2006)



*Coefficient B1 : Bassin MacKenzie vs Bassin LaGrande
(Temimi, 2006)*

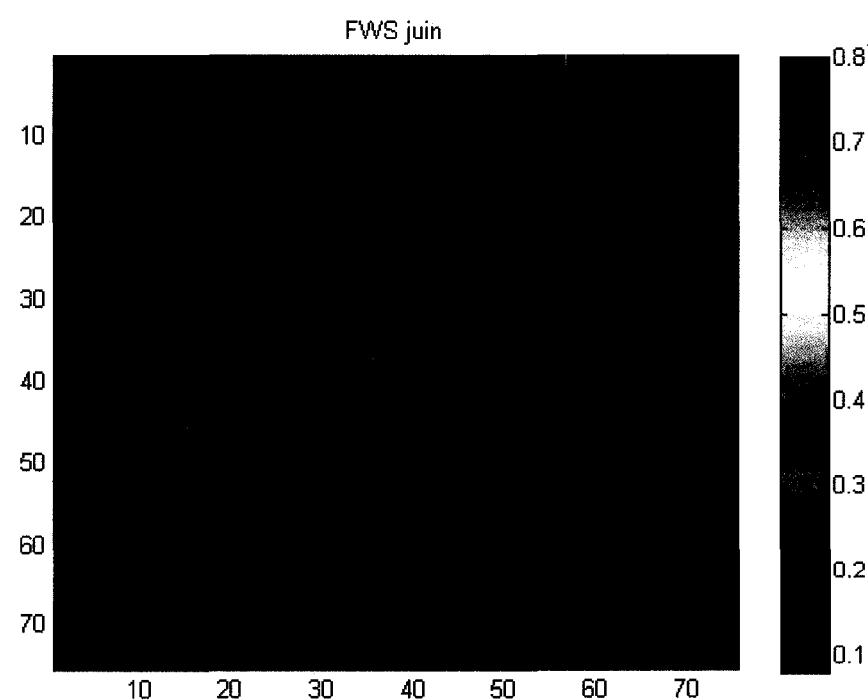
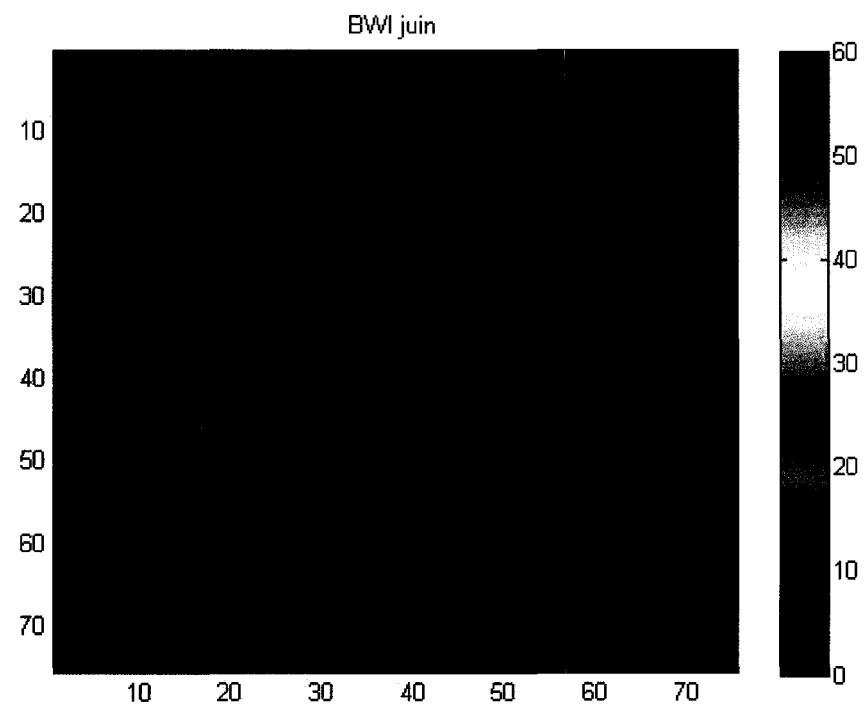
ANNEXE 9

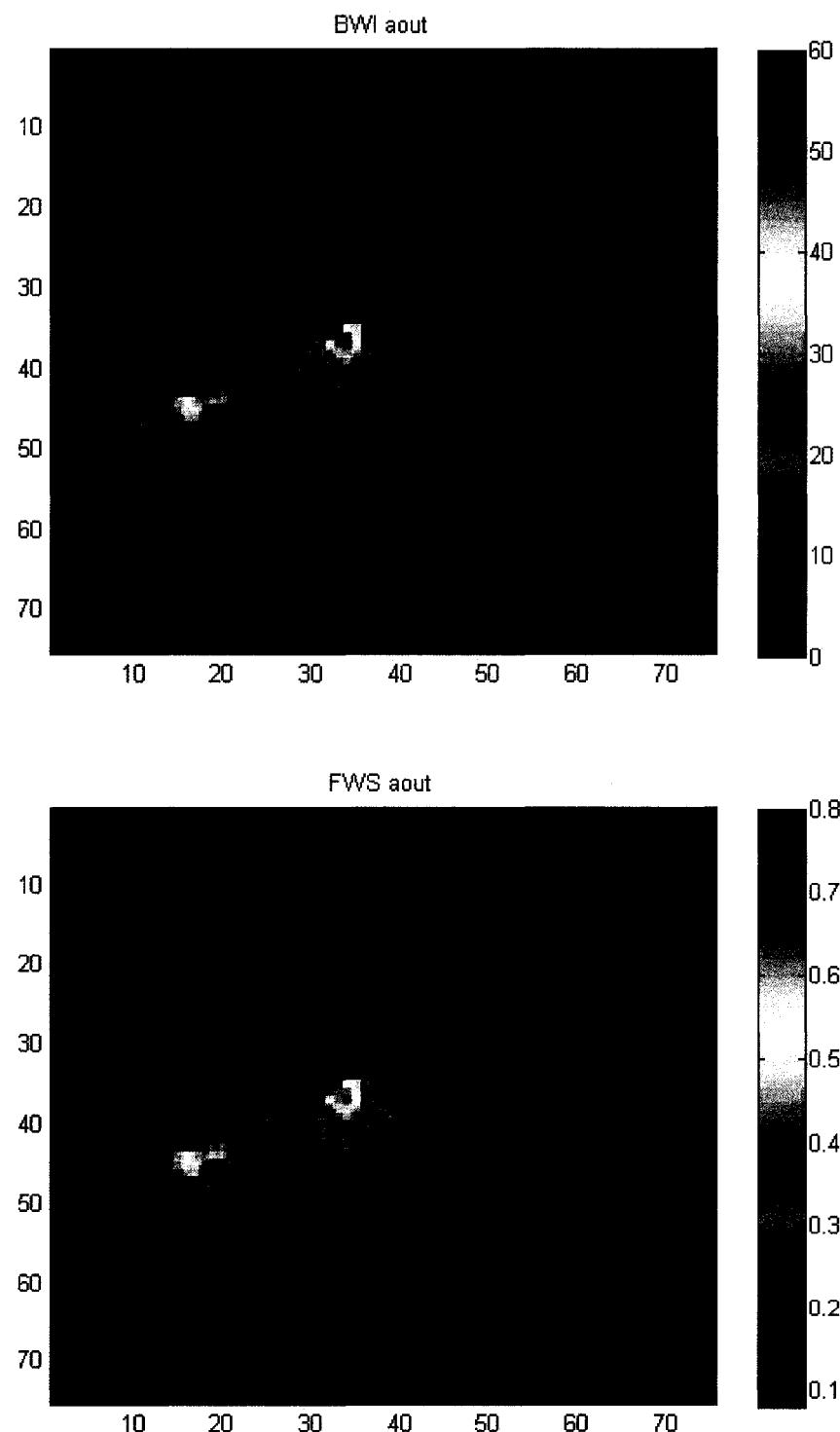
PRÉSENTATION GÉOGRAPHIQUE DU BWI ET DU FWS

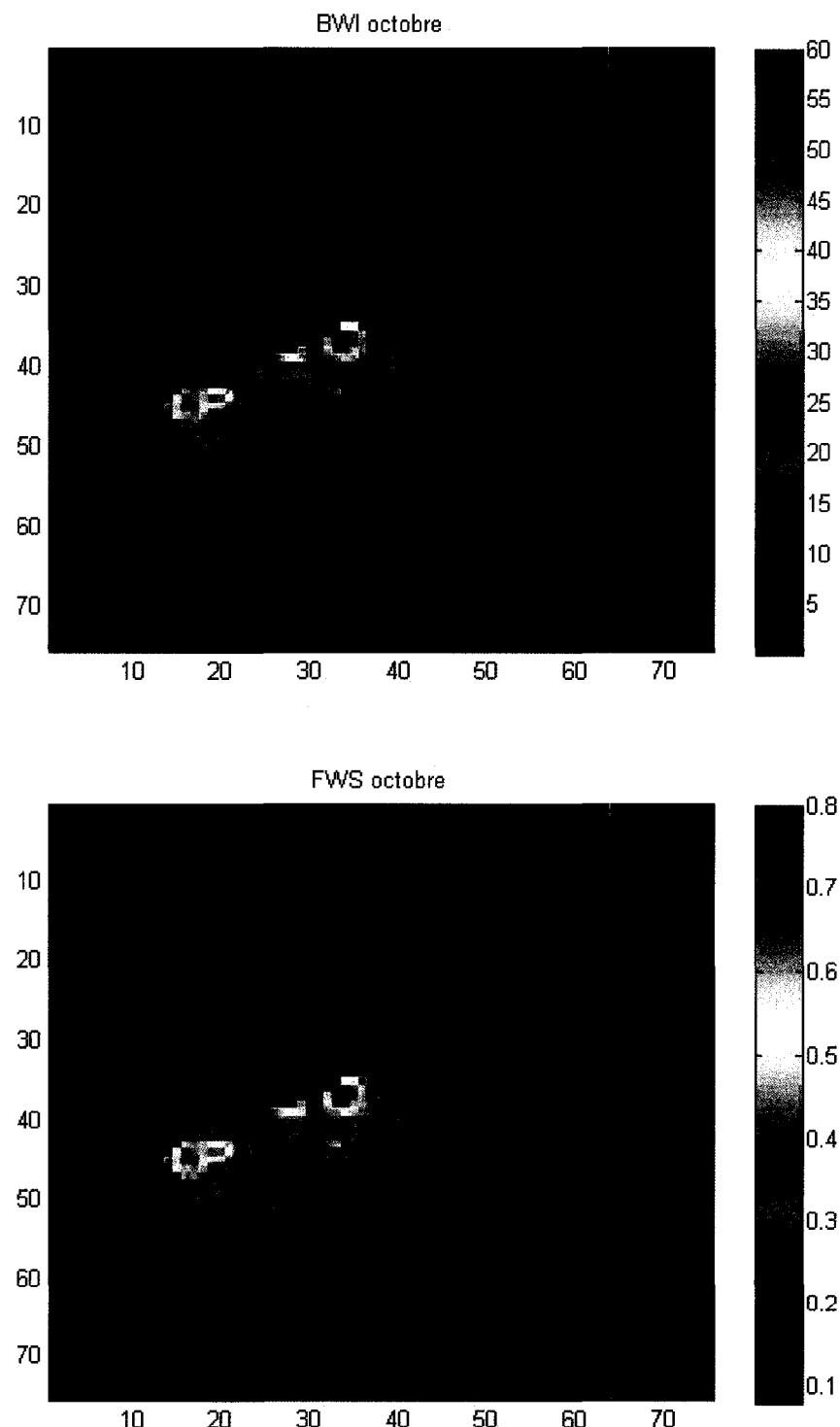
Les présentations géographiques des résultats sont projetés en vue EASE-Grid, puisque cette vue, prônée par le fournisseur d'image NSIDC, a été utilisée tout au long de l'étude. Les images ici-bas illustrent comparant le FWS et le BWI sur trois dates à travers la période d'étude.

Premièrement, la théorie expliquée au chapitre trois avançant que le FWS et le BWI apportent des résultats semblables, quoique sur une échelle différente, est confirmée. En effet, à tout moment de l'année, les images sont quasi similaires et dénotent des changements localisés simultanés. Aussi, le changement d'échelle est responsable du fait que les images FWS paraissent plus moyennées (moins de valeurs extrêmes).

Deuxièmement, l'augmentation des températures de brillance progressant au fil des journées est conforme aux courbes temporelles des résultats présentées aux **annexes 5, 6 et 7**, ainsi qu'au chapitre 6.







ANNEXE 10

MOUVEMENT ORBITAL DES SATELLITES

Les satellites artificiels se classifient d'abord selon leur orbite; géostationnaire ou héliosynchrone. Le satellite géostationnaire observe constamment la même aire alors que le satellite en orbite héliosynchrone voyage au-dessus de toutes les zones du globe. Accéléré uniquement par la gravité, la vitesse d'un satellite dépend de sa distance de la surface de la Terre.

$$v = \sqrt{\frac{GM}{h - R_0}}$$

Où v = vitesse de révolution

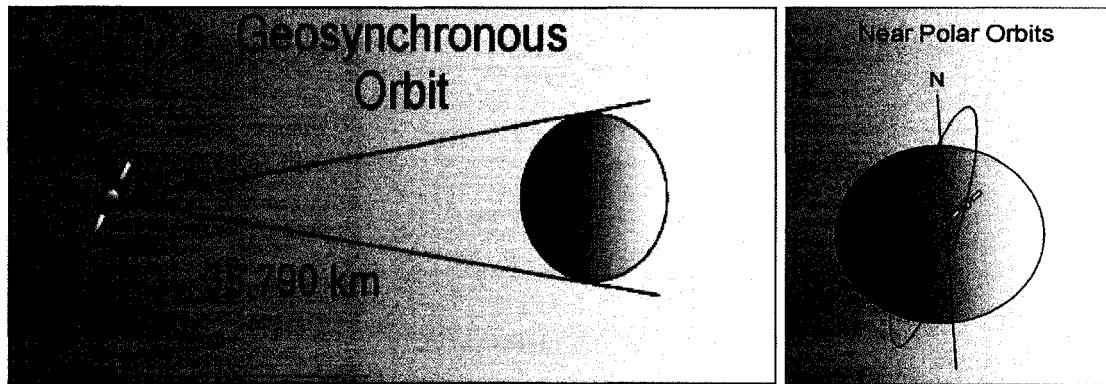
G = constante gravitationnelle

M = masse de la Terre

R_0 = rayon de la Terre = 6371 km

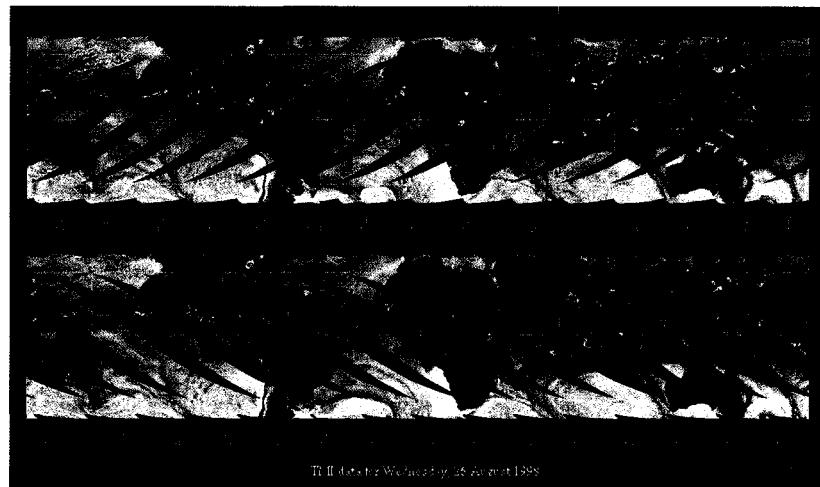
h = hauteur du satellite

Logé à plus de 35000 km de la surface terrestre, à la latitude équatoriale, un satellite géostationnaire se meut à la même vitesse radiale que la planète, observant constamment la même surface, qui peut couvrir un hémisphère entier. Le positionnement d'un tel instrument lui confère une résolution temporelle optimale. Cependant, la grande distance nécessaire afin de garder une orbite géostationnaire réduit énormément la résolution spatiale de l'image. De plus, la latitude équatoriale sur laquelle les satellites doivent se positionner rend la prise de mesure au pôle quasi impossible. Ces satellites sont utilisés principalement pour l'étude de phénomènes à grande échelle variant rapidement, tel les ouragans, ainsi que pour le relais d'information comme la télécommunication et le système de positionnement mondial (Brunciak, 2003).



*Orbites géostationnaire et héliosynchrone
(Brunciak, 2003)*

Pour leur part, les satellites héliosynchrones gravitent sur une orbite méridienne rapprochée dont l'angle avec la latitude équatoriale est de presque 90° . Grâce à la concentration de masse à l'équateur, des forces gravitationnelles supplémentaires accélèrent ou décélèrent le satellite lors de son passage à ce niveau, permettant à son orbite de se maintenir inclinée. Combinée à l'action de la rotation quotidienne de la Terre, ceci fait que le satellite survole chaque point à la même heure, d'où l'appellation «héliosynchrone». Ceci résulte en une couverture quasi globale quotidienne de la planète faites en bandes dépendamment de la largeur du couloir observé.



*Couverture journalière du TRMM
(Goddard Space Flight Center [GSFC], 2006)*

Afin de demeurer héliosynchrone, ces satellites orbitent à une altitude entre 700 et 800 km, qui leur permet de conserver un mouvement de précession rétrograde et égal à environ un degré par jour. L'altitude beaucoup plus basse que celle de leurs confrères géostationnaires permet aux satellites héliosynchrones d'obtenir une résolution spatiale de bien meilleure qualité, quoique sur des couloirs explorés beaucoup plus minces. Toutefois, la fréquence des passages peut être un problème pour l'étude de variables changeant rapidement. Ainsi, pour sa résolution spatiale supérieure et sa résolution temporelle suffisante, l'orbite héliosynchrone s'avère le meilleur choix pour les satellites étudiant l'humidité du sol.

Puisque l'orbite héliosynchrone est mieux adaptée à l'hydrologie, il convient d'étudier le parcours terrestre qu'observent ces satellites. Le trajet ausculté au passage d'un avion ou d'un satellite héliosynchrone est surnommé couloir exploré. Une fine résolution permet de distinguer plusieurs mesures à l'intérieur d'une image. Il existe plusieurs méthodes pour qu'un capteur balaie la zone survolée afin d'y lire la température de brillance au sol. Pour cette raison, seul le balayage effectué par le capteur SSM/I est expliqué dans ce mémoire.

ANNEXE 11

L'ÉTUDE DES BASSINS VERSANTS

11.1 Bassins versants

11.2 Physiographie

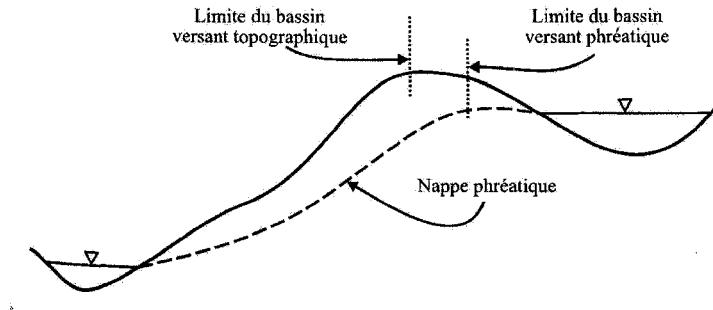
11.3 Hydrographie

11.1 Bassins versants

L'analyse des phénomènes hydrologiques terrestres est généralement restreinte à une unité géographique appelée «bassin versant». Un bassin versant se définit comme un espace géographique dont les apports hydriques naturels finissent tous par se déverser en un exutoire commun et contribuent au débit de l'effluent (El-Jabi & Rousselle, 1990).

Si la zone étudiée est constamment mentionnée comme étant le «système hydrique de La Grande», c'est car un système hydrique est un ensemble de bassins versants reliés par les ouvrages qui y sont mis en place en vue d'agir sur les apports naturels en eau pour des fins d'utilisation ou de régulation de l'eau (Hydro-Québec, 2006a). Alors que ce chapitre explique et définit la nature du bassin versant, toutes ces notions s'appliquent aussi au système hydrique de La Grande puisque l'unique différence dans la nomenclature tient à l'action anthropique.

La superficie du bassin versant se délimite par la ligne de partage des eaux, soit la frontière rejoignant tous les points hauts du territoire, tel que seuls les apports en eau de précipitations tombant à l'intérieur du bassin se déversent éventuellement à l'exutoire commun. L'eau tombée à l'extérieur de la ligne de partage des eaux ne contribue pas au débit. Tel que le démontre la figure ici-bas, une distinction peut exister entre le bassin versant topographique, délimité par les sommets du terrain, et le bassin versant phréatique, délimité par les sommets de la nappe phréatique (Anctil et al., 2005). Il n'y a qu'en hydrologie urbaine que la différence peut être significative.



Distinction entre le bassin versant topographique et le bassin versant phréatique
(Anctil et al., 2005)

L'étude de l'hydrologie sur un bassin versant passe par la compréhension de trois catégories de caractéristiques : la physiographie, l'hydrographie et les conditions climatiques.

11.2 Physiographie

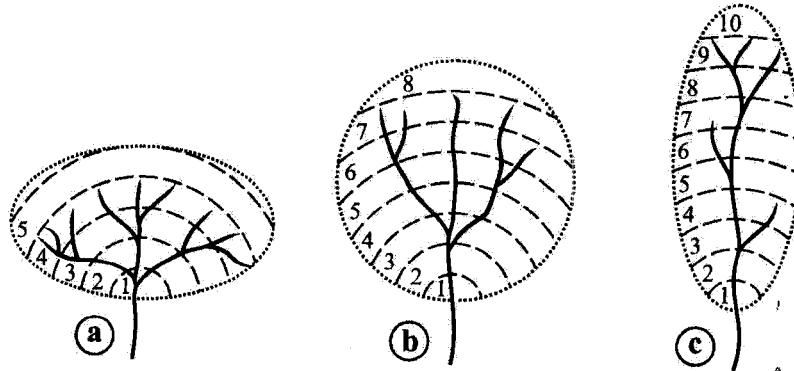
La physiographie concerne toutes les propriétés géométrique et physique du bassin. La totalité de la physiographie s'explique bien à partir de cartes topographiques ou de systèmes d'informations géographiques. Selon Llamas (1993), les caractéristiques physiographiques du bassin sont les suivantes :

- la superficie;
- le périmètre;
- la forme;
- l'ordre;
- l'élévation;
- la pente;
- le rectangle équivalent;
- l'orientation.

Toutefois, seule les plus importantes sont mentionnées et expliquées dans ce rapport.

Le paramètre de base est la superficie du bassin versant puisque la quantité d'eau drainée est proportionnelle à la taille de la zone qui capte les précipitations. Anctil et al. (2005) démontrent une régression directe entre la superficie du bassin et le volume de la crue. L'aire d'un bassin versant peut généralement être facilement obtenue de la part des autorités gouvernementales régissant le territoire. Une superficie peut aussi être estimée à partir d'une carte, mais, en terrain montagneux, il est parfois nécessaire de tenir compte de la pente moyenne du bassin qui crée une distorsion de l'image.

La forme est la configuration géométrique du bassin, dénuée des élévations, projetée sur un plan horizontal. La forme influe grandement sur le parcours des eaux de surface, le temps critique d'un bassin, et conséquemment, l'hydrogramme unitaire caractérisant le bassin. La forme d'un bassin est évaluée selon sa compacité; un bassin allongé retient l'eau plus longtemps et atténue le débit de crue. La figure ici-bas démontre cet effet : au fur et à mesure que la forme s'allonge, les courbes hypsométriques, liées au temps de parcours d'une goutte précipitée, s'ajoutent.



Courbes hypsométriques de bassins de différentes formes
(Anctil et al., 2005)

Aux fils des années, quelques indices différents ont été développés pour décrire la forme. Les deux indices les plus courants sont le coefficient de compacité de Gravelius et celui de Horton. Le coefficient de compacité de Gravelius est le rapport entre le périmètre du bassin, et celui du cercle ayant une aire égale au bassin (El-Jabi &

Rousselle, 1990). Alors qu'un coefficient égal à 1 signifie un bassin parfaitement circulaire, et qu'une valeur de 1,128 représente un bassin carré, le coefficient de Gravelius tend asymptotiquement vers 3 selon l'allongement d'un bassin.

$$K_G = \frac{P}{2\pi R} = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

Où K_G = coefficient de compacité de Gravelius

P = périmètre du bassin

R = rayon du cercle de même superficie que le bassin

A = superficie du bassin

En plus, le coefficient de compacité de Horton, aussi appelé facteur de forme, exprime le rapport entre la superficie du bassin et le carré de sa longueur maximale, analogiquement à la formule de l'aire du disque (Llamas, 1993). En effet, pour un bassin parfaitement circulaire, le coefficient de compacité de Horton vaut $\pi/4$.

Similairement à la formule de Gravelius, la valeur à un comportement asymptotique alors que le bassin s'allonge, mais vers 0 plutôt que 3.

$$K_H = \frac{A}{L_m^2}$$

Où K_H = coefficient de compacité de Horton

L_m^2 = distance entre l'exutoire et le point le plus éloigné du bassin suivant la rivière principale

Le périmètre d'un bassin peut être mesuré ou, selon Llamas (1993), s'approxime facilement à partir de l'aire et du facteur de forme :

$$P = 4 \cdot \frac{\sqrt{A}}{\sqrt{K_H}}$$

Où P = périmètre

A = aire

K_H = coefficient de compacité de Horton

En plus de la forme horizontale, les caractéristiques verticales présentent un effet majeur sur les écoulements. Les élévations sont généralement obtenues directement des cartes topographiques ou des relevés des systèmes d'informations géographiques. Ces systèmes présentent aujourd'hui des résolutions spatiales à une finesse plus qu'adéquate pour toute étude hydrologique. Si les élévations sont tant prisées, c'est en fait afin de déterminer les différentiels de hauteur. Les différentiels de hauteur réfèrent à la répartition de l'altitude du terrain (Anctil et al., 2005). À partir des élévations d'un bassin, la courbe hypsométrique est dessinée. Celle-ci est l'outil le plus souvent utilisé pour illustrer le relief d'un bassin. Il s'agit de la courbe caractérisant le pourcentage de la superficie supérieure ou inférieure à une altitude donnée. Évidemment, un différentiel de hauteur entre deux points exprimé angulairement est tout simplement une pente. Plus le terrain est incliné, plus le drainage du bassin est accéléré.

Quelques paramètres sont établis afin de caractériser la topographie du bassin versant. Notamment, il peut s'avérer utile de savoir l'altitude moyenne et l'altitude médiane du bassin afin de comparer un sous-bassin avec l'ensemble du bassin. L'altitude moyenne correspond, sur la courbe hypsométrique, au rapport de l'aire au-dessus de la courbe à la surface du bassin. Numériquement, elle s'exprime aussi (El-Jabi & Rousselle, 1990):

$$h_{moy} = \frac{\sum_{i=1}^{n-1} A_i \left(\frac{h_i + h_{i+1}}{2} \right)}{A_{tot}}$$

Où h_{moy} = altitude moyenne

A_i = aire entre deux hauteurs

h_i = élévation au point i

A_{tot} = aire totale

L'altitude médiane quant à elle correspond au point d'abscisse 50% de la courbe hypsométrique.

Il existe plusieurs méthodes afin de calculer la pente moyenne du bassin, cependant la simplification présentée par Anctil et al. (2005), qui corrobore la pente comme le rapport entre le différentiel total d'élévation et la compacité du bassin, représentée par la longueur sinuuse du cours d'eau principal, convient aux besoins :

$$s_{moy} = \frac{2(h_{moy} - h_{min})}{L}$$

Où s_{moy} = pente moyenne du bassin

h_{moy} = hauteur moyenne

h_{min} = hauteur minimale, généralement à l'exutoire

L = longueur du cours d'eau principal

11.3 Hydrographie

Le réseau hydrographique se définit comme l'ensemble des cours d'eau principaux et leurs affluents par lesquels s'écoulent les eaux de drainage. L'hydrographie se décrit selon son ordre, sa densité ainsi que par les caractéristiques des rivières elles-mêmes, soient la longueur effective, la pente et le profil.

L'ordre d'un réseau hydrographique le classifie selon le nombre de ramifications s'embranchant l'une à l'autre jusqu'à la rivière principale.

La densité du drainage représente en quelques sortes la proportion du territoire qui est sillonné par un cours d'eau. Elle s'exprime comme le rapport entre la longueur totale des cours d'eau et l'aire du bassin (El-Jabi & Rousselle, 1990):

$$D_d = \frac{\Sigma L}{A}$$

Où D_d = densité de drainage

L = longueur de la somme de tous les cours d'eau

A = aire du bassin

Complémentairement à la pente moyenne physiographique, la pente hydrographique, soit la pente qui suit le cours d'eau principal, permet de reconnaître le parcours et la hauteur de chute de l'écoulement principal.

BIBLIOGRAPHIE

- Anctil, F., Rousselle, J., & Lauzon, N. (2005). *Hydrologie - cheminements de l'eau* (1 ed.). Montréal: Presses internationales Polytechnique
- Annan, K. A. (2005). *Message du secrétaire général pour le lancement de la décennie «L'eau, source de vie» 2005 - 2015*. Retrieved Janvier, 2006, from <http://www.un.org/french/waterforlifedecade/index.html>
- Basist, A., Grody, N. C., Peterson, T. C., & Williams, C. N. (1998). Using the special sensor microwave/imager to monitor land surface temperatures, wetness, and snow cover. *Journal of Applied Meteorology*, 37(9), 888-911.
- Beljaars, A. C. M., Viterbo, P., Miller, M. J., & Betts, A. J. (1996). The anomalous rainfall over the United States during July 1993: sensitivity to land surface parametrization and soil moisture anomalies. *Monthly Weather Reviews*(124), 362-383.
- Berry, P. L. (2004). *Flying in Formation*. Retrieved 2006, from <http://www.lunar.org/docs/nasa/formation.shtml>
- Bindlish, R., Jackson, T. J., Wood, E., Gao, H., Starks, P., Bosch, D., et al. (2003). Soil moisture estimates from TRMM Microwave Imager observations over the Southern United States. *Remote Sensing of Environment*, 85(4), 507-515.
- Bonn, F., & Rochon, G. (1992). *Précis de télédétection: Principes et méthodes* (1 ed. Vol. 1). Sillery, Qc: Presses de l'Université du Québec.
- Bouna-Aly, M. O. (2000). *Dictionnaire du génie et des sciences de la Terre*. Montréal: Presses internationales Polytechnique.
- Brodzik, M. J., & Knowles, K. (2002). *EASE-Grid: a versatile set of equal-area projections and grids*. Paper presented at the NCGIA International Conference on Discrete Global Grids, Santa Barbara, CA, USA.
- Brunciak, P. (2003). *Tutorials: Types of Orbits*. Retrieved March, 2006, from <http://marine.rutgers.edu/mrs/education/class/paul/orbits2.html#2>
- Butterworth, P., & Palmer, D. (1998). *Imagine the Universe - Ask an astrophysicist*. Retrieved March, 2006, from http://imagine.gsfc.nasa.gov/docs/ask_astro/answers/980202e.html

- Center for Remote Sensing Imaging and Processing. (2001). *Microwave remote sensing*. Retrieved October, 2004, from <http://www.crisp.nus.edu.sg/~research/tutorial/mw.htm>
- Centre canadien de télédétection. (2006). *Tutoriel: Notions fondamentales de télédétection*. Retrieved Mars, 2006, from http://cct.rncan.gc.ca/resource/tutor/fundam/index_f.php
- Chartier, I. (2006). *valeurs météo et ETP*. Courriel envoyé à: Benedetti, Bruno. Montréal.
- Chartrand, N., & Thérien, N. (1991, 22 et 23 mai). *Les enseignements de la phase 1 du complexe La Grande*. Paper presented at the 59e Congrès de l'ACFAS, Sherbrooke.
- Cheremisinoff, P. N., Cheremisinoff, N. P., & Cheng, S. L. (1988). *Civil Engineering Practice 5 - Water Ressources/Environmental*. Lancaster, PA: Technomic Publishing Company, Inc.
- Choudhury, B. J. (1991). Synergistic use of multispectral satellite data for monitoring land surface change. *Fifth International Colloquium on Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing, Jan 14-18 1991 European Space Agency, (Special Publication) ESA SP*, 2(319), 469.
- Commission ministérielle de la terminologie de la télédétection aérospatiale. (1988). Glossaire des termes officiels de la télédétection aérospatiale. *Bulletin de la SFPT*(112), 1-63.
- Committee on Earth Observation Satellites: Centre national d'études spatiales. (2003, 3 février). *Active Microwave Instrument Design*. Retrieved Décembre, 2004, from <http://ceos.cnes.fr:8100/cdrom-00b2/ceos1/satellit/ers/ers/ears1300.htm>
- Comtois-Boutet, F. (2005). geo2easeGrid. Montreal: MATLAB Central, The MathWorks inc.
- De Ridder, K. (2000). Remote sensing of parameters that regulate energy and water transfer at the land-atmosphere interface. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 25(2), 159-165.
- de Rosnay, P., Kerr, Y., Calvet, J. C., Lemaître, F., Escorihuela, M. J., & Wigneron, J. P. (2004). *Télédétection de l'humidité des sols. Présentation de l'expérience SMOSREX*.

- De Villiers, M. (2003). *Water: the fate of our most precious resource* (2 ed.): McLelland & Steward Ltd.
- Dobson, M. C., & Ulaby, F. T. (1986). Active microwave soil moisture research. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-24(1), 23-36.
- El-Jabi, N., & Rousselle, J. (1990). *Hydrologie fondamentale* (2 ed.). Montréal: Éditions de l'École Polytechnique de Montréal.
- European Space Agency. (2001). *System Requirements Document for the Earth Explorer Soil Moisture and Ocean Salinity Mission*: European Space Agency.
- European Space Agency. (2004). SMOS: ESA's water mission. Pays-Bas.
- Fily, M., Royer, A., Goita, K., & Prigent, C. (2003). A simple retrieval method for land surface temperature and fraction of water surface determination from satellite microwave brightness temperatures in sub-arctic areas. *Remote Sensing of Environment*, 85(3), 328-338.
- Fung, A. K., & Ulaby, F. T. (1983). Matter - Energy Interaction in the Microwave Region. In R.N. Colwell Ed. ASPRS (Ed.), *Chap. 4 of the Manual of Remote Sensing* (2 ed., Vol. 1, pp. 115-164).
- GFZ Potsdam Département 1. (2004). *GFZ's Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) Home Page*. Retrieved November, 2004, from http://www.gfz-potsdam.de/pb1/op/grace/index_GRACE.html
- Girard, M.-C., & Girard, C. M. (1999). *Traitement des données de télédétection*. Paris: DUNOD.
- Goddard Space Flight Center. (2006). *TMI Quick Look*. Retrieved March, 2006, from http://trmm.gsfc.nasa.gov/data/quicklook/last_2_cal.html
- Guo, J. (2004a). Electromagnetic Spectrum: Transmittance, Absorptance, and Reflectance [Notes de classes]. Montréal: Concordia University.
- Guo, J. (2004b). Sensor [Notes de classe]. Montréal: Concordia University.
- Hamilton, C. J. (2001). *Sun*. Retrieved March, 2006, from <http://www.solarviews.com/eng/sun.htm>
- Hollinger, J. P. (1989). *DMSP Special Sensor Microwave/Imager Calibration/Validation. Final Report*, Vol.1. Washington D.C.: Space Sensing Branch, Naval Research Laboratory.

- Hydro-Québec. (2006a). *Découvrez notre parc de production hydraulique*. Retrieved Avril, 2006, from <http://www.hydroquebec.com/production/hydroelectrique/index.html>
- Hydro-Québec. (2006b). *Hydro-Québec Comprendre*. Retrieved Avril, 2006, from http://www.hydroquebec.com/visitez/visite_virtuelle/index.html
- IEEE Aerospace & Electronic Systems Society. (2003, 8 Janvier). *IEEE Standard Letter Designations for Radar-Frequency Bands*. Retrieved Mars, 2006, from <http://ieeexplore.ieee.org>
- Jackson, T. J., & Schmugge, T. J. (1988). Passive Microwave Remote Sensing of Soil Moisture. *Advances in Hydroscience*, 14, 123-159.
- Jackson, T. J., & Schmugge, T. J. (1989). Passive microwave remote sensing system for soil moisture: some supporting research. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 225-235.
- Kustas, W. P., French, A. N., Hatfield, J. L., Jackson, T. J., Moran, M. S., Rango, A., et al. (2003). Remote Sensing Research in Hydrometeorology. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 69(6), 631-646.
- Llamas, J. (1993). *Hydrologie générale: principes et applications* (2 ed.). Boucherville, Qc: Gaëtan Morin Éditeur.
- Musy, A., & Soutter, M. (1991). *Physique du sol*. Lausanne: Presses polytechniques et universitaires romandes.
- National Aeronautics and Space Administration. (2004a). *AMSR-E Homepage*. Retrieved November, 2004, from <http://weather.msfc.nasa.gov/AMSR/>
- National Aeronautics and Space Administration. (2004b). *NASA : HYDROS - A NASA Earth System Science Pathfinder Mission - Hydrosphere State Mission*. Retrieved October, 2004, from <http://hydros.gsfc.nasa.gov/>
- National Environment Research Council. (2004). *Airborne Remote Sensing Facility Instruments Main Page*. Retrieved December, 2004, from http://www.nerc.ac.uk/arsf/Pages/Instruments_Instruments_main.htm

National Geophysical Data Center. (2005, 14 Décembre). *Earth Observation Group (EOG) -Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) - Data Archive, Research, and Products*. Retrieved Avril, 2006

Office québécois de la langue française. (1974). *Le grand dictionnaire terminologique*. Retrieved March, 2006, from <http://www.granddictionnaire.com>

Paloscia, S., Macelloni, G., Santi, E., & Koike, T. (2001). A multifrequency algorithm for the retrieval of soil moisture on a large scale using microwave data from SMMR and SSM/I satellites. *Large Scale Passive Microwave Remote Sensing of Soil Moisture*

IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 39(8), 1655-1661.

Rose, J. A. (1966, 7 Février 2002). *LSCX: The Alphabet Soup*. Retrieved Mars, 2006, from <http://www.k5rmg.org/A-soup.html>

Rott, H. (2000). Physical Principles and Technical Aspects of Remote Sensing. In S.-V. B. Heidelberg (Ed.), *Remote Sensing in Hydrology and Water Management*. Berlin.

Schär, C., & Lüthi, D. (1999). The soil-precipitation feed-back: a process study with a regional climate model. *Journal of Climate*(12), 722-741.

Schultz, G. A., & Engman, E. T. (2000). Introduction. In S.-V. B. Heidelberg (Ed.), *Remote Sensing in Hydrology and Water Management*. Berlin.

Scott, C. A., Bastiaanssen, W. G. M., & Ahmad, M. (2003). Mapping root zone soil moisture using remotely sensed optical imagery. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 129(5), 326-335.

Shibata, A., Imaoka, K., & Koike, T. (2003). AMSR/AMSR-E Level 2 and 3 Algorithm Developments and Data Validation Plans. *IEEE Transactions no Geoscience and Remote Sensing*, 41(2), 195-203.

Shiklomanov, I. A., & Balonishnikova, J. A. (2003). World water use and water availability: Trends, scenarios, consequences. *Water resource systems - hydrological risk, management and development IAHS-AISH Publication*(281), 358-364.

Société d'énergie de la Baie James. (1987). *Le complexe hydroélectrique de La Grande Rivière. Réalisation de la première phase*. Montréal: Les Éditions de la Chenelière inc.

- Spencer, R. (2000). *AMSR-E Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth Observing System : brochure* (No. NP-2000-10-126-GSFC). Huntsville, Al.: National Aeronautics and Space Administration.
- Tapley, B. D., Bettadpur, S., Ries, J. C., Thompson, P. F., & Watkins, M. M. (2004). GRACE measurements of mass variability in the Earth system. *Science*, 305(5683), 503-505.
- Tapley, B. D., Bettadpur, S., Watkins, M., & Reigber, C. (2004). The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. *Geophysical Research Letters*, 31(9), 09607-09601.
- Temimi, M. (2006). *Utilisation de la télédétection pour l'estimation de la réserve hydrique au bassin de la MacKenzie au Nord Ouest canadien*. École de technologie supérieure, Montréal.
- Temimi, M., Leconte, R., Brissette, F., & Chaouch, N. (2005). Near Real Time Flood monitoring over the Mackenzie River Basin using Passive Microwave Data. *Remote Sensing of Environment*, 98(2-3), 344-355.
- Temimi, M., Leconte, R., Brissette, F., & Toussaint, T. (2003). *A dynamic estimate of a soil wetness index for the Mackenzie River Basin from SSM/I measurements*. Paper presented at the 2003 IGARSS: Learning From Earth's Shapes and Colours, Jul 21-25 2003, Toulouse, France.
- The Denma Translation Group. (2001). *Sun Tzu's The Art of War - The Denma Translation* (Denma, Trans.). Boston: Shambhala Publications Inc.
- Toussaint, T. (2003). *Modélisation des variations de l'humidité du sol et de la fraction en eau libre sur le bassin versant de la rivière MacKenzie*. École de technologie supérieure, Montréal.
- United States Geological Survey. (2004). *Seamless Data Distribution System*. Retrieved 2005, Novembre, from <http://seamless.usgs.gov/>
- Ward, A., Reigber, C., Fitzgerald, R., Flechtner, F., Garnett, B., Imhoff, M., et al. (2002). *Gravity Recovery and Climate Experiment*: NASA Goddard Space Flight Center.
- Wegmüller, U. (1997). *Soil moisture monitoring with ERS SAR interferometry*. Paper presented at the Proceedings of the 1997 3rd ERS Symposium on Space at the Service of Our Environment, Mar 14-21 1997, Florence, Italy.

Wigneron, J.-P., Calvet, J.-C., Pellarin, T., Van de Griek, A. A., Berger, M., & Ferrazzoli, P. (2003). Retrieving near-surface soil moisture from microwave radiometric observations: current status and future plans. *Remote Sensing of Environment*, 85(4), 489-506.

Wikimedia Foundation. (2006). *Wikipedia*. Retrieved 28 mars, 2006, from <http://en.wikipedia.org/wiki>

Williams, C. N., Basist, A., Peterson, T. C., & Grody, N. (2000). Calibration and verification of land surface temperature anomalies derived from the SSM/I. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(9), 2141-2156.