# Développement et validation d'une modélisation hydrologique globale incluant les effets sous maille et la représentation des zones inondées

Bertrand Decharme

▶ **To cite this version:**

Bertrand Decharme. Développement et validation d'une modélisation hydrologique globale incluant les effets sous maille et la représentation des zones inondées. Hydrologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2005. Français. NNT : . tel-00518491

**HAL Id: tel-00518491**

**https://theses.hal.science/tel-00518491**

Submitted on 17 Sep 2010

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université Toulouse III – Paul Sabatier

UFR PCA

# THESE

*pour obtenir le grade de*

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE TOULOUSE III

*Spécialité :* ***Hydrologie de surface***

présentée et soutenue

par

**Bertrand DECHARME**

Le 10 novembre 2005

# Développement et validation d'une modélisation hydrologique globale incluant les effets sous maille et la représentation des zones inondées

Sous la direction de Joël Noilhan et Hervé Douville

Jury

| | | |
|---|---|---|
| M. | Serge CHAUZY | Président |
| Mme | Catherine OTTLE | Rapporteur |
| M. | Jean-François MAHFOUF | Rapporteur |
| Mme | Anny CAZENAVE | Examinateur |
| M. | George-Marie SAULNIER | Examinateur |
| M. | Joël NOILHAN | Directeur de thèse |
| M. | Hervé DOUVILLE | Encadrant |

# Remerciements

En premier lieu, je tiens à remercier toutes les personnes qui de près ou de loin ont contribué à l'accomplissement de cette thèse. Qu'elles trouvent dans ces quelques lignes l'expression de toute ma reconnaissance.

N'ayant eu l'opportunité de remercier Michel Rabinowicz et Marc Monnereau lors de mon DEA, je souhaite leur exprimer ici toute ma gratitude pour avoir donné un sens à mes études.

Je désire remercier avec une attention particulière Hervé Douville avec qui ce fut un plaisir de travailler pendant ces trois années. J'ai beaucoup appris à ses côtés et je lui en serais toujours reconnaissant. Merci également à Joël Noilhan qui a été un directeur de thèse exemplaire tant par son soutien que par sa bonne humeur. Je tiens aussi à remercier Anny Cazenave, Nelly Mognard et toutes les personnes qui ont permis l'attribution de cette bourse de thèse. Merci aussi aux membres de jury et aux rapporteurs pour leurs judicieux conseils.

Je voudrais aussi remercier Aaron Boone et Florence Habets pour leur généreuse collaboration et leur soutien tout au long de cette thèse. Merci également à toutes les personnes du labo qui m'ont apporté leur aide, notamment Anne-Laure, Aurore, Hervé le rital, Sebastien et Sophie. Je n'oublie pas ici les matinaux du café qui ont supporté mes humeurs, tout spécialement Anna, Alexandre, Jean-Philippe et Youcef (pour nos débats footballistiques autour du merveilleux TFC).

Une chose évidente est que le soutien de mes parents a été primordial tout au long de mes études et que c'est envers eux que j'exprime ma plus grande gratitude. Je tiens aussi à y associer mon grand-père, mon frère et ma sœur.

Je remercie vivement les Gersois de Toulouse Ben, Carraz, Cruz, Flo, Kiki, Maxou, Sylv, les Gersois de Belgique Coco, Labed et Pat, et tout les Gersois de la JSO (la fameuse équipe de football) pour leur soutien et pour les grands et nombreux moments de folie passés en leur compagnie. Un grand merci aussi à Marie la Bretonne et aux Gersois de Montpellier David, Jule et Seb pour les week-ends de remise en forme. Je n'oublie pas non plus mes potes du DEA Gillou, Frank, Manu et Ricard pour ces quatre années studieuses mais non moins joyeuses que nous avons passé et qui continueront, je l'espère.

Les dernières lignes de ces remerciements sont pour Céline qui m'a toujours soutenu durant la fin de cette thèse alors que mes sautes d'humeurs en auraient fait fuir plus d'une. Elle m'a aussi longuement aidé, repérant mot après mot mes innombrables fautes d'orthographe et corrigeant page après page mon style parfois trop brouillon. Je lui dois aussi beaucoup. Merci.

# Résumé

De nombreuses études numériques suggèrent que l'hydrologie continentale n'est pas une composante passive du système climatique mais qu'elle contribue à la variabilité et à la prévisibilité atmosphérique de l'échelle de la prévision du temps à celle des scénarios climatiques. Reposant d'abord sur la modélisation des transferts verticaux de l'eau dans le sol, les schémas de surface utilisés dans les modèles de climat accordent aujourd'hui une attention croissante aux processus horizontaux au sein d'une même maille et d'une maille à l'autre.

Dans les modèles climatiques du CNRM, la modélisation hydrologique continentale repose sur le modèle de surface ISBA et le modèle de routage TRIP, qui permet de convertir le ruissellement en débit. ISBA calcule le bilan hydrique sur des mailles allant typiquement de 20 à 500 km de côté. A ces résolutions, la partition des précipitations entre évaporation et ruissellement est très dépendante de la prise en compte de divers processus hydrologiques se produisant à des échelles spatiales beaucoup plus fines. Cette variabilité dite " sous-maille " est due à plusieurs sources, telles que la répartition de la topographie, des propriétés des sols et de la végétation, ainsi que du forçage atmosphérique. Elle peut être prise en compte de manière plus ou moins explicite en subdivisant les mailles ou en introduisant au sein des modèles de surface de nouvelles équations qui tendent à représenter ces divers processus. Plusieurs paramétrisations simples, originales ou préexistantes, ont été testées en mode forcé au sein du modèle ISBA. Il s'agit d'une approche TOPMODEL pour la répartition sous-maille de la topographie et d'une approche de type " mosaïque " pour celle de la végétation. Une répartition sous-maille des précipitations et un ruissellement sous-maille par excès d'infiltration ont également été mis en oeuvre. Préalablement, un profil vertical de conductivité hydraulique à saturation a été introduit pour améliorer la dynamique des transferts verticaux dans le sol.

Dans un premier temps, ces modifications ont été validées avec succès à l'échelle régionale sur le bassin du Rhône, où nous disposions de données de forçage à haute résolution (8km), ainsi que d'un vaste réseau d'observations de débits journaliers. L'interpolation du forçage et des paramètres de surface sur une grille à 1° montre par ailleurs que les paramétrisations sous-maille diminuent la sensibilité du modèle à la dégradation de la résolution. Dans un second temps, les paramétrisations ont été testées à l'échelle globale grâce à des simulations de type GSWP (Global Soil Wetness Project) dans lesquelles des observations mensuelles et des analyses météorologiques ont été combinées pour fournir un forçage atmosphérique à 1° sur la période 1986-1995. Cette validation à grande échelle, essentiellement basée sur les débits des grands fleuves, pose toutefois de sérieux problèmes, notamment en raison des incertitudes portant sur les précipitations et les paramètres de surface. Des tests de sensibilité ont été effectués, montrant les limites de l'exercice GSWP mais confirmant dans certains cas l'intérêt des développements réalisés pour des simulations globales. D'autres incertitudes relèvent de la modélisation, qu'il s'agisse de la paramétrisation de la neige et du gel aux hautes latitudes ou des écoulements fluviaux au sein du modèle de routage TRIP. En ce qui concerne ce dernier, différentes améliorations ont été apportées : vitesse d'écoulement variable basée sur les équations de Manning, réservoir profond pour distinguer la dynamique du ruissellement de surface de celle du drainage profond et réservoir d'inondation pour modéliser les inondations saisonnières rencontrées dans certains bassins tropicaux et septentrionaux. L'impact significatif de ces modifications illustre la difficulté de valider des simulations hydrologiques en se basant uniquement sur les débits, et souligne l'intérêt de la télédétection pour mieux contraindre les modèles.

# Table des matières

**Introduction** ..... **11**

**Chapitre 1 - Hydrologie continentale : concepts, observations et modèles** ..... **15**

1.1 - Le bilan d'énergie des surfaces continentales ..... 16

*1.1.1 - Le bilan radiatif* ..... *16*

*1.1.2 - L'équilibre énergétique à l'interface sol-atmosphère* ..... *17*

1.2 - Le bilan d'eau : de l'échelle du bassin versant à l'échelle globale ..... 18

*1.2.1 - Du bassin versant…* ..... *18*

*1.2.2 - … à l'échelle globale* ..... *20*

1.3 - Les observations à l'échelle globales ..... 21

*1.3.1 - Les observations in situ* ..... *21*

*1.3.2 - La télédétection* ..... *22*

*1.3.3 - Les analyses* ..... *23*

1.4 - La modélisation des surfaces continentales ..... 24

*1.4.1 - Les bases théoriques du transport vertical de l'eau dans le sol* ..... *24*

*1.4.2 - Les modèles de surface de première génération* ..... *26*

*1.4.3 - Les modèles de deuxième et troisième générations* ..... *27*

1.5 - La validation et les projets d'intercomparaison ..... 28

*1.5.1 - La validation de l'échelle locale à l'échelle globale* ..... *28*

*1.5.2 - Les projets d'intercomparaison* ..... *29*

1.6 - La variabilité spatiale des processus hydrologiques ..... 32

*1.6.1 - Les sources de variabilité sous maille des processus hydrologiques* ..... *32*

*1.6.2 - La représentation des sources de variabilité sous maille au sein des modèles de surface* ..... *33*

1.7 - Les modèles de routage des fleuves ..... 35

*1.7.1 - Des modèles hydrologiques…* ..... *35*

*1.7.2 - …aux modèles de routage* ..... *36*

***Synthèse du chapitre 1*** ..... ***38***

**Chapitre 2 - Le modèle de surface ISBA dans le modèle ARPEGE-CLIMAT** ..... **41**

2.1 - Généralités ..... 41

2.2 - Les paramètres de surface en entrée ..... 44
*2.2.1 - Les paramètres liés au sol..... 44*
*2.2.2 - Les paramètres liés à la végétation ..... 45*
2.3 - Le bilan d'énergie ..... 45
2.4 - Le bilan d'eau ..... 46
*2.4.1 - L'évolution du contenu en eau liquide..... 46*
*2.4.2 - L'évolution du gel ..... 47*
*2.4.3 - L'évapotranspiration ..... 48*
*2.4.4 - La diffusion de l'eau dans le sol ..... 50*
*2.4.5 - Le drainage ..... 52*
*2.4.6 - Le ruissellement de surface..... 54*
*2.4.7 - La représentation de la canopée..... 56*
*2.4.8 - L'évolution du manteau neigeux..... 57*
***Synthèse du chapitre 2 ..... 59***
**Chapitre 3 - Protocole expérimental ..... 61**
3.1 - Le système de modélisation du Rhône..... 61
*3.1.1 - Le bassin du Rhône ..... 62*
*3.1.2 - Le système d'analyse SAFRAN en bref..... 63*
*3.1.3 - Le modèle hydrologique MODCOU ..... 66*
3.2 - Le système de modélisation à l'échelle globale..... 68
*3.2.1 - L'analyse fournie par GSWP-2..... 68*
*3.2.2 - Le modèle de routage TRIP ..... 70*
3.3 - Le Forçage atmosphérique..... 72
*3.3.1 - Sur le bassin du Rhône..... 72*
*3.3.2 - A l'échelle globale ..... 73*
3.4 - Paramètres de sol et de végétation ..... 74
*3.4.1 - Sur le bassin du Rhône..... 75*
*3.4.2 - A l'échelle globale ..... 77*
3.5 - Principe des expériences ..... 79
*3.5.1 - Sur le bassin du Rhône..... 79*
*3.5.2 - A l'échelle globale ..... 80*
***Synthèse du chapitre 3 ..... 81***
**Chapitre 4 - Développements et validation sur le bassin du Rhône ..... 83**
4.1 - Variabilité sous maille de l'humidité des sols : l'approche TOPMODEL ..... 83
*4.1.1 - Le formalisme..... 84*

*4.1.2 - Revue des couplages entre TOPMODEL et un LSM ..... 87*
*4.1.3 - Le couplage ISBA-TOPMODEL ..... 90*
4.2 - Validation du couplage ISBA-TOPMODEL ..... 93
*4.2.1 - Bilan d'eau et débits ..... 93*
*4.2.2 - Discussion ..... 96*
*4.2.3 - Sensibilité du couplage ..... 99*
4.3 - Les hétérogénéités verticales de conductivité hydraulique à saturation ..... 102
*4.3.1 - Impact of an exponential profile of saturated hydraulic conductivity within the ISBA LSM: simulations over the Rhône basin (B. Decharme, H. Douville, A. Boone, F. Habets, J. Noilhan, 2005, J. Hydrometeor., In press) ..... 103*
*4.3.2 - Résumé, compléments et critiques ..... 122*
4.4 - Impact des autres processus sous maille ..... 126
*4.4.1 - Impact de l'agrégation du forçage atmosphérique et des caractéristiques de la surface ..... 126*
*4.4.2 - Introduction of a sub-grid hydrology in the ISBA land surface model (B. Decharme and H. Douville 2005, Climate Dyn., In press) ..... 128*
*4.4.3 - Résumé, compléments et critiques ..... 144*
***Synthèse du chapitre 4 ..... 146***
**Chapitre 5 - Validation à l'échelle globale ..... 149**
5.1 - Les bilans d'eau simulés ..... 149
*5.1.1 - Evapotranspiration, ruissellement et humidité du sol ..... 149*
*5.1.2 - Contributions aux variations de masse océanique ..... 153*
*5.1.3 - Discussion ..... 155*
5.2 - Comparaison entre les humidités du sol simulées et observées ..... 157
*5.2.1 - Les ré-analyses ERA-40 ..... 157*
*5.2.2 - Observations in situ ..... 159*
*5.2.3 - Discussion ..... 162*
5.3 - Comparaison entre les débits simulés et observés ..... 163
*5.3.1 - Comparaison globale ..... 165*
*5.3.2 - Comparaison par bassin ..... 167*
*5.3.3 - Discussion ..... 172*
***Synthèse du chapitre 5 ..... 174***
**Chapitre 6 - Les incertitudes qui pèsent sur les simulations hydrologiques globales ..... 177**
6.1 - Les incertitudes liées aux variables et aux paramètres d'entrées des LSMs ..... 177

*6.1.1 - GSWP versus Rhône-AGG* ..... *178*
*6.1.2 - Qu'en est-il à l'échelle globale ?* ..... *183*
6.2 - Les incertitudes intrinsèques aux modèles de surface ..... 189
*6.2.1 - Intercomparaison des LSMs* ..... *189*
*6.2.2 - L'influence des processus froids* ..... *194*
*6.2.3 - Discussion* ..... *197*
6.3 - Le modèle de routage Trip ..... 198
*6.3.1 - La représentation d'un réservoir profond et d'une vitesse d'écoulement variable* ..... *198*
*6.3.2 - La représentation des plaines d'inondation saisonnières* ..... *200*
*6.3.3 - Comparaison des débits simulés et observés* ..... *205*
*6.3.4 - Discussion* ..... *209*
***Synthèse du chapitre 6*** ..... ***212***
**Conclusions et Perspectives** ..... **215**
**Annexe A** ..... **221**
**Références** ..... **243**

# Introduction

L'eau est la source principale et originelle de toute vie. Sur la Terre, elle réside au sein de trois réservoirs majeurs qui constituent l'*hydrosphère*: les océans, l'atmosphère et les surfaces continentales. Grâce aux conditions particulières de température et de pression qui y règnent, l'eau est présente sous ces trois états: solide, liquide et gazeux. Les eaux salées, essentiellement contenues dans les océans, constituent 97.5% du volume total de l'hydrosphère alors que seulement 0.001% se trouve dans l'atmosphère. L'eau douce continentale quant à elle ne représente que 2.5% de l'eau présente à la surface de la Terre dont 1.74% et 0.75% sont contenus dans les glaciers et dans les nappes d'eau souterraines. Les lacs, les rivières et l'humidité des sols superficiels ne constituent que 0.008% de l'eau résidant sur Terre (Hornberger et al. 1998). Du fait de leur relative faible capacité, les réservoirs continentaux d'eau douce présentent en général une forte variabilité temporelle, ce qui peut avoir des conséquences dramatiques pour les populations via les inondations ou les sécheresses. Soumis aux aléas climatiques, ces réservoirs font aussi partie intégrante du système climatique et sont susceptibles d'influencer les échanges d'eau et d'énergie à la surface des continents, la salinité des océans à l'exutoire des grands fleuves et le climat dans son ensemble, au moins à l'échelle régionale.

L'hydrologie englobe l'étude des propriétés de l'eau, de son occurrence et de ses mouvements au sein de l'hydrosphère, mais aussi de ses relations avec la vie et l'environnement. Les mécanismes des mouvements de l'eau dans la nature sont principalement déterminés par l'énergie solaire, la gravité, l'attraction solaire et lunaire, la pression atmosphérique, les forces intermoléculaires, les réactions chimiques et nucléaires, les activités biologiques et enfin les activités humaines. Le rayonnement solaire qui réchauffe de façon inégale la surface terrestre produit une circulation de l'air dans l'atmosphère. Il est aussi principalement responsable de l'*évaporation* de l'eau contenue à la surface de la Terre. Au niveau des continents, la force de gravité est responsable des phénomènes de *précipitations*, de *ruissellement* et d'*infiltration* dans les sols. Les forces intermoléculaires provoquent dans le sol les phénomènes *capillaires* et de viscosité, influençant donc la vitesse de mouvement de l'eau dans le sol. Finalement, l'homme intervient directement sur les processus de mouvement et de transformation de l'eau (barrage, irrigation, pollution, …).

Le concept fondamental de l'hydrologie est le *cycle hydrologique*, processus concomitant sans début ni fin qui lie les mécanismes régissant le stockage et les transferts d'eau entre les océans, l'atmosphère et les surfaces continentales. La connaissance de ce cycle, comme de tout phénomène physique, est très largement dépendante de l'échelle spatio-temporelle à laquelle on le considère. A l'échelle globale, le manque d'observations indispensables à sa compréhension est un lourd handicap. L'identification, la caractérisation ainsi que la représentation des échanges entre les différents réservoirs d'eau continentale demeurent difficiles et les cartographies globales actuelles sont souvent statiques et présentent de grandes différences. Cette situation est cependant en passe d'être bouleversée grâce à l'utilisation de séries d'observations satellitaires déjà existantes et aux lancements récents et futurs de nouvelles missions spatiales. Ainsi, différentes techniques de télédétection spatiale ont déjà fourni des résultats prometteurs telles l'analyse de la contribution des réservoirs continentaux d'eau douce aux variations du niveau de la mer (Cazenave et al. 2000) ou la cartographie globale des grandes plaines d'inondation (Prigent et al. 2001) et des profondeurs et des fractions de neige (Robinson 1993, Foster et al. 1996). Il existe aussi des bases de données qui permettent d'avoir accès à des observations *in situ*. La « Global Soil Moisture Data Bank » (Robock et al. 2000) fournit par exemple des séries d'observations d'humidité des sols en quelques points du globe. D'autres, comme le Global Runoff Data Centre (GRDC)

permettent d'avoir accès à des climatologies ou des séries mensuelles de débits observés sur la majorité des grands bassins du monde.

Au-delà de ces observations indispensables à la compréhension du cycle hydrologique global, il est également crucial de disposer d'outils permettant d'analyser les mécanismes qui contrôlent le contenu en eau des différents réservoirs et d'en prévoir l'évolution, que se soit à l'échelle saisonnière ou dans le cadre du changement climatique global. En effet, de nombreuses études numériques suggèrent que l'hydrologie continentale joue un rôle non négligeable dans la dynamique du système climatique contribuant à la variabilité et à la prévisibilité atmosphérique de l'échelle de la prévision du temps (Beljaars et al. 1996, Dirmeyer 2000 et 2001, Douville et al. 2001, Douville 2002 et 2003, Koster et al. 2000a et 2002) à celle des scénarios climatiques (Gedney et al. 2000, Douville et al. 2000a). La modélisation des surfaces continentales a été introduite au sein des modèles de circulation générale atmosphérique pour fournir des conditions aux limites réalistes en terme d'humidité et de température. La complexité de ces modèles de surface n'a eu de cesse d'évoluer du simple modèle « bucket » ou « seau d'eau » (Manabe 1969) aux modèles de transfert sol-végétation-atmosphère plus sophistiqués représentant les processus physiques liés au sol, à la végétation et au manteau neigeux par le biais de multiples paramétrisations (Deardorff 1977 et 1978, Dickinson et al. 1986, Sellers et al. 1986, Abramopoulos et al. 1988, Noilhan et Planton 1989, Famiglietti et Wood 1991, Koster et Suarez 1992, Ducoudré et al. 1993, Liang et al. 1994, Boone et Etchevers 2001, Essery et al. 2003, etc.). Les avancées les plus récentes ont consisté à tenir compte de l'évolution de la végétation en fonction des conditions climatiques et de la teneur en $CO_2$ (Foley et al. 1998, Calvet et al. 1998). Bien que ces modèles aient été sensiblement améliorés ces dernières décennies, les applications hydrologiques globales demeurent tout de même un défi pour les modèles de surface dernier cri. Ces modèles sont aujourd'hui utilisés dans les modèles de prévision du temps, dans les modèles de recherche à grande et à méso-échelles mais aussi dans les chaînes opérationnelles de prévision des crues (Habets et al. 2004). Ce dernier aspect a été rendu possible par une nouvelle approche qui consiste à coupler un modèle de surface avec un modèle de routage des fleuves. Ce nouvel outil apparaît puissant pour étudier le cycle hydrologique à l'échelle régionale ou globale (Dümenil et Todini 1992, Habets et al. 1999b et c, Oki et al. 1999, Etchevers et al. 2001, Ducharne et al. 2003) et pour améliorer la physique des modèles de surface (Wood et al. 1998, Lohmann et al. 1998, Chapelon et al. 2002, Boone et al. 2004). Dans le cadre du suivi et surtout de la prévision de l'évolution des ressources en eau suite à une anomalie climatique donnée, cet outil devient crucial pour quantifier le plus finement possible le devenir de l'eau s'écoulant en surface sur tous les continents. Néanmoins, l'utilisation de ces modèles hydrologiques globaux montre encore certaines faiblesses du fait de la relative simplicité des modèles utilisés et du manque de données disponibles pour les calibrer. Il n'existe en particulier aucune climatologie globale du contenu en eau du sol et la validation des bilans hydriques simulés passe généralement par la comparaison des débits simulés aux débits observés.

La modélisation hydrologique globale dans le modèle atmosphérique ARPEGE-CLIMAT repose sur le modèle de surface ISBA (Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère) et le modèle de routage des fleuves TRIP (Total Runoff Integrating Pathways) qui permet de convertir le ruissellement total produit par ISBA en débits. ISBA, couplé à ARPEGE-CLIMAT, calcule le bilan hydrique sur des domaines représentés par des mailles de 20 à 500km de côté. A cette résolution, plusieurs études et autres projets d'intercomparaison de modèles de surface ont permis de montrer que la partition des précipitations entre évaporation et ruissellement, et donc la dynamique de l'humidité du sol et des débits simulés, est très dépendante de la prise en compte de divers processus hydrologiques se produisant à des échelles spatiales beaucoup plus fines (Wood et al. 1998, Lohmann et al. 1998, Dirmeyer et

al. 1999, Boone et al. 2004). Cette variabilité dite *sous maille* des processus hydrologiques est due à plusieurs sources telles que la répartition de la topographie, des propriétés des sols et de la végétation, des précipitations, et des flux atmosphériques dans leur ensemble. Ce défaut peut être partiellement corrigé en subdivisant les mailles ou en introduisant au sein des modèles de surface de nouvelles équations qui tendent à paramétrer ces divers processus. Par ailleurs, la validation des ruissellements simulés est délicate car elle dépend aussi du modèle de routage. Basé sur une approche linéaire simplifiée, le modèle de routage TRIP ne fait pas de distinction entre le ruissellement de surface produit par ISBA qui alimente directement les cours d'eau et le ruissellement de sub-surface qui est sensé alimenter dans un premier temps des réservoirs plus profonds (nappes souterraines, etc.). De plus, il propose une vitesse d'écoulement constante et uniforme sur l'ensemble du globe faisant abstraction des hétérogénéités de masse d'eau, de topographie et de morphologie entre les différents fleuves du monde. Finalement, il ignore l'apparition possible de zones inondées. Cette simplification s'avère particulièrement pénalisante lorsqu'on s'intéresse au débit des grands fleuves tropicaux tels l'Amazone, le Niger ou même à ceux des hautes latitudes.

L'objectif principal de cette thèse est l'amélioration de l'hydrologie globale du modèle de surface ISBA. Celle-ci portera principalement sur une nouvelle représentation des processus hydrologiques sous maille. Outre l'analyse des incertitudes (conditions aux limites, paramétrisations utilisées, etc.) qui pèsent sur les simulations hydrologiques globales, un objectif secondaire est de quantifier l'intérêt ou non des modifications physiques apportées à TRIP pour la simulation des débits, les principales modifications étant l'ajout d'un réservoir profond et d'une vitesse variable et la représentation des surfaces inondées via un couplage avec ISBA.

Le premier chapitre de cette thèse reviendra sur les processus physiques liant les surfaces continentales et l'atmosphère, l'état de l'art de la modélisation hydrologique à l'échelle globale, les divers processus hydrologiques sous mailles et leurs représentations dans les modèles de surface. Le second chapitre verra la description du modèle de surface ISBA. Nous présenterons ensuite les développements apportés à ISBA et sa validation en « mode forcé » (les variables atmosphériques sont imposées en entrée). Le protocole expérimental comporte deux étapes et sera défini au chapitre trois où le modèle de routage des fleuves TRIP sera aussi présenté. Au chapitre quatre, ISBA sera implémenté à l'échelle régionale sur le bassin du Rhône d'août 1985 à juillet 1989. En effet, le CNRM dispose là de données climatiques et de paramètres de sol et de végétation à haute (8km) résolution de bonne qualité ainsi que d'un vaste réseau d'observation de débits journaliers (Etchevers et al. 2001, Boone et al. 2004). Le chapitre cinq proposera la validation à l'échelle globale. Elle repose sur des simulations de type GSWP-2 (Global Soil Wetness Project phase 2) forcées par des observations et des analyses météorologiques disponibles au degré carré sur la période allant de juillet 1982 à décembre 1995. GSWP-2 est un projet international d'intercomparaison de modèles de surface à l'échelle globale pour lequel nous avons assuré la participation du CNRM durant l'année 2004, le but de ce projet étant entre autre d'établir une climatologie globale d'humidité des sols. Ce passage à l'échelle globale verra l'utilisation de TRIP dans sa version originale afin de valider les débits simulés sur la plupart des grands fleuves du monde. La comparaison des humidités de sol simulées et observées en quelques points du globe et l'estimation de la contribution des stocks d'eau continentale (eau du sol et manteau neigeux) aux variations inter-annuelles du niveau de la mer compléteront la validation par les débits. Pour finir, le chapitre six portera sur les diverses incertitudes qui pèsent sur les simulations hydrologiques à l'échelle globale. Dans ce cadre nous discuterons de l'effet des conditions aux limites, de la physique utilisée dans nos simulations et des « améliorations » apportées au modèle de routage des fleuves TRIP.

# Chapitre 1 - Hydrologie continentale : concepts, observations et modèles

Comme nous l'avons déjà dit, l'hydrologie repose sur le concept fondamental de cycle hydrologique qui est un processus concomitant sans début ni fin (Fig 1.1). Cette définition implique que le cycle hydrologique peut débuter n'importe où. Sous l'effet principalement du rayonnement solaire, l'eau évaporée à partir des continents et des océans entre dans l'atmosphère. L'élévation d'une masse d'air humide permet le refroidissement général nécessaire pour provoquer la condensation de la vapeur d'eau sous forme de gouttelettes constituant les nuages. Puis la vapeur d'eau, transportée et temporairement emmagasinée dans les nuages, est restituée aux océans et aux continents par le biais de *précipitations solides*, la neige, ou *liquides*, la pluie.

La portion de neige qui atteint les continents peut être retenue temporairement à la surface de la végétation ou du sol nu ou s'accumuler dans les manteaux neigeux saisonniers ou permanents (les glaciers). L'énergie solaire engendre alors la *fonte* et l'évaporation d'une partie du manteau neigeux via la *sublimation de la neige*. La pluie qui tombe sur les surfaces continentales peut, elle aussi, être retenue temporairement par les végétaux au niveau de leurs canopées. On parlera alors d'*interception*. Elle peut y rester stockée ou ruisseler jusqu'au sol, c'est le *ruissellement de la canopée*. L'eau interceptée peut être partiellement restituée sous forme de vapeur à l'atmosphère, c'est l'*évaporation directe de la canopée*. La pluie ruisselée et/ou non interceptée par la canopée, ainsi que la neige fondue, atteint le sol. Elle peut alors s'écouler en surface jusqu'aux cours d'eau, c'est le *ruissellement de surface*, ou pénétrer dans le sol, on parlera alors d'*infiltration*. L'eau infiltrée peut être emmagasinée temporairement sous forme d'*humidité* dans le sol, soit à l'état liquide, soit à l'état solide (gel) si les conditions de température dans le sol le permettent. L'humidité présente à la surface du sol peut s'évaporer directement, c'est l'*évaporation du sol nu* ou/et la *sublimation de la glace*. Celle des couches de sol plus profondes est aussi restituée à l'atmosphère sous forme de vapeur via la *transpiration* des plantes. L'humidité résiduelle peut être dirigée par *percolation*, aussi appelée *drainage*, vers des horizons encore plus profonds pour contribuer au renouvellement des réserves des nappes souterraines. Elle peut aussi être restituée en surface au niveau des sources ou des cours d'eau via le *ruissellement de sub-surface*.

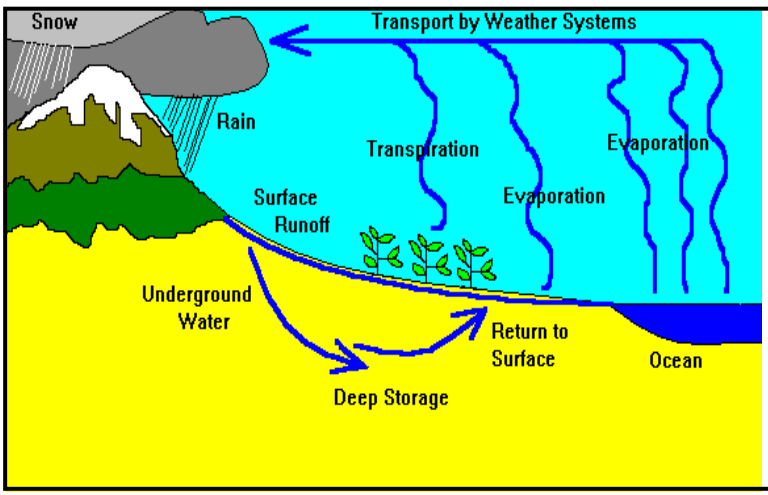



**Figure 1.1 - Schématisation du cycle hydrologique global.** L'eau atmosphérique évaporée à partir des surfaces continentales et des océans est rendue aux continents par le biais des précipitations. Elle peut y être stockée temporairement, s'évaporer à nouveau ou ruisseler vers l'océan.

Le total des ruissellements observés au niveau des continents est ainsi appelé *ruissellement total*. L'évaporation directe des surfaces d'eau libre (fleuves, lacs, plaines d'inondation, etc.) complète le cycle. Le total des évaporations liées aux surfaces continentales est ainsi appelé *évapotranspiration*. Finalement, l'eau douce issue du ruissellement total s'accumule dans les cours d'eau. Une large partie retourne vers l'océan alors que le reste peut être stocké temporairement au sein de vastes plaines d'inondation, et donc s'infiltrer, ruisseler ou s'évaporer à nouveau.

# 1.1 - Le bilan d'énergie des surfaces continentales

Le *rayonnement solaire*, $R_g$ (W.m$^{-2}$), est l'élément moteur à l'origine des échanges entre la surface terrestre et l'atmosphère. Les radiations solaires non absorbées et non réfléchies par l'atmosphère atteignent le sol. Il en va de même pour le *rayonnement atmosphérique* infrarouge descendant, $R_a$ (W.m$^{-2}$). Les propriétés optiques de la surface qui reçoit le rayonnement solaire sont aussi primordiales pour les échanges thermiques. En effet, toute surface absorbe une partie du rayonnement et réfléchit le reste, l'absorption étant un phénomène qui transforme l'énergie solaire incidente en énergie thermique (chaleur). La chaleur résiduelle en surface, résultant du *bilan d'énergie* de notre système, va être stockée en majeure partie dans les couches profondes du sol. Néanmoins, une portion de cette chaleur peut être stockée par la biomasse, la couverture neigeuse et une couche superficielle de surface.

## 1.1.1 - Le bilan radiatif

La quantité de chaleur disponible au sol dépend donc du rayonnement solaire mais aussi de la proportion du rayonnement réfléchi vers l'espace. Cette valeur est appelée *albédo*, $\alpha$, et varie d'un point à l'autre du globe car elle dépend des caractéristiques de la surface (par exemple $\alpha$ = 0.3 à 0.9 pour la neige, 0.1 pour une forêt, etc.). S'ajoute à ce rayonnement solaire le rayonnement atmosphérique dirigé vers la surface qui, lui aussi, contribue au réchauffement du sol. Comme tout corps porté à une certaine température, les surfaces continentales perdent de l'énergie au profit de l'atmosphère sous forme de *rayonnement terrestre*, $R_T$ (W.m$^{-2}$). La loi de Stefan-Boltzman permet alors de déterminer ce rayonnement :

$$R_T = \varepsilon \sigma T_s^4 \qquad (1.1)$$

où $\sigma$ (W.m$^{-2}$.K$^{-4}$) est la constante de Stefan-Boltzman, $T_s$ (K) est la température de surface et $\varepsilon$ est l'émissivité de la surface, proche de 1 mais qui varie faiblement en fonction de la surface.

Le bilan radiatif à la surface des continents, c'est à dire le *flux de rayonnement net*, $R_n$ (W.m$^{-2}$) à la surface du sol, peut être décrit comme suit :

$$R_n = R_g(1-\alpha) + \varepsilon\left(R_a - \sigma T_s^4\right) \qquad (1.2)$$

où $R_g(1-\alpha)$ est le rayonnement solaire descendant absorbé, et $\varepsilon\left(R_a - \sigma T_s^4\right)$ le rayonnement atmosphérique incident absorbé réduit par le rayonnement terrestre. Or ce flux de rayonement net est généralement positif mettant en évidence le déséquilibre énergétique entre l'atmosphère et les surfaces continentales. Ainsi, le gain en énergie solaire n'est pas compensé par la perte d'énergie tellurique.

## 1.1.2 - L'équilibre énergétique à l'interface sol-atmosphère

Pour que l'équilibre énergétique soit atteint, des échanges entre la surface et l'atmosphère autres que radiatifs doivent avoir lieu, ce sont les phénomènes *turbulents* et *convectifs*. Le premier processus va permettre d'échanger de la chaleur directement par *conduction* et *diffusion*. Ce flux turbulent de *chaleur sensible*, $H$ (W.m$^{-2}$), va engendrer le réchauffement des basses couches de l'atmosphère directement au contact du sol lorsque celui-ci reçoit suffisamment de rayonnement solaire. Son apparition et son intensité sont directement proportionnelles à l'équilibre entre la température du sol en surface, $T_s$ (K), et la température atmosphérique, $T_a$ (K). Si de l'eau est disponible en surface et si l'énergie est suffisante pour fournir la chaleur latente de vaporisation, $L_v$ (J.kg$^{-1}$), requise au changement de phase de l'eau en vapeur, alors le processus d'évaporation démarre libérant un flux de *chaleur latente*, $LE$ (W.m$^{-2}$), vers l'atmosphère. Ce flux convectif entre la surface et l'atmosphère est donc associé à la quantité de vapeur d'eau introduite dans l'atmosphère. La chaleur ne sera libérée qu'ultérieurement lors de la condensation de cette vapeur en nuage. D'où l'appellation de chaleur latente (i.e. chaleur qui se manifeste plus tard).

Le principe de conservation de l'énergie stipule qu'à l'équilibre, la somme des flux d'énergie qui pénètrent et qui s'échappent d'un système, ici l'interface sol-atmosphère, est égale à la variation temporelle du stockage d'énergie, $\Theta$ (J.m$^{-2}$). Ceci peut être représenté par la relation suivante :

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = R_n - H - LE - G \tag{1.3}$$

où $G$ (W.m$^{-2}$) représente le flux vertical de chaleur dans le sol. Cette dernière équation constitue alors le bilan d'énergie à l'interface sol-atmosphère.

Le flux de chaleur sensible s'exprime suivant les lois aérodynamiques classiques :

$$H = \rho_a c_p C_H V_a (T_s - T_a) \tag{1.4}$$

où $c_p$ (J.kg$^{-1}$.K$^{-1}$) et $\rho_a$ (kg.m$^{-3}$) sont la chaleur spécifique et la densité de l'air, $V_a$ (m.s$^{-1}$) la vitesse du vent et $C_H$ un coefficient d'échange qui dépend de la stabilité de l'atmosphère. Le flux de chaleur latente est fonction de l'équilibre entre l'humidité spécifique de l'air, $q_a$ (kg.kg$^{-1}$), et l'humidité spécifique au niveau du sol, $q_s$ (kg.kg$^{-1}$) :

$$LE = L_v \rho_a C_H V_a (q_s - q_a) \tag{1.5}$$

L'humidité spécifique dépend des conditions de température, de pression et d'humidité au niveau des surfaces continentales. Cette humidité résiduelle résulte d'un *bilan d'eau* qui tend à représenter la répartition des précipitations incidentes entre le stockage de l'eau en surface, l'évapotranspiration et le ruissellement total. Comme nous venons de le voir, la quantité d'eau disponible a l'évapotranspiration agit sur le bilan d'énergie. Ce flux de chaleur latente est donc le terme pivot qui lie le bilan d'énergie au bilan d'eau. La représentation concomitante de ces deux bilans est donc nécessaire lorsque l'on veut rendre compte des interactions entre les surfaces continentales et l'atmosphère.

# 1.2 - Le bilan d'eau : de l'échelle du bassin versant à l'échelle globale

Le cycle hydrologique décrit précédemment peut être représenté quantitativement en appliquant le principe de *conservation de la masse* que l'on nomme en hydrologie *bilan d'eau* ou *bilan hydrique*. Ce principe repose sur l'hypothèse d'équilibre entre la quantité d'eau contenue dans un réservoir et les quantités qui y entrent et qui en sortent. Mathématiquement, il peut être décrit de la façon suivante :

$$\frac{\partial W}{\partial t} = F_{in} - F_{out} \tag{1.6}$$

En d'autres termes, la variation de masse ramenée à la surface du réservoir, $W$ (kg.m$^{-2}$), au cours du temps, $t$ (s), est égale à la différence entre le flux de masse entrant, $F_{in}$ (kg.m$^{-2}$.s$^{-1}$), et le flux de masse sortant, $F_{out}$ (kg.m$^{-2}$.s$^{-1}$). Plus généralement, le bilan d'eau peut aussi s'exprimer en volume ou en hauteur considérant la densité de l'eau, $\rho_w$ (kg.m$^{-3}$), constante bien qu'elle varie faiblement avec la température ambiante.

## 1.2.1 - Du bassin versant…

En principe, le *bassin versant* est l'unité hydrologique fondamentale, c'est à dire le domaine ou le réservoir de référence représentant l'unité géographique sur lequel se base l'analyse du cycle hydrologique et de ses effets. Plus précisément, le bassin versant (qui peut être considéré comme un système) est une surface élémentaire hydrologiquement close, c'est à dire qu'aucun écoulement n'y pénètre de l'extérieur et que tous les excédents de précipitations non stockées s'évaporent ou s'écoulent par une seule section à l'exutoire. Le bassin versant est donc défini comme la totalité de la surface topographique drainée par ce cours d'eau et ses affluents à l'amont de cette section. Il est entièrement caractérisé par son exutoire à partir duquel et grâce à la topographie nous pouvons tracer le point de départ et d'arrivée de la ligne de partage des eaux qui le délimite (Fig. 1.2).

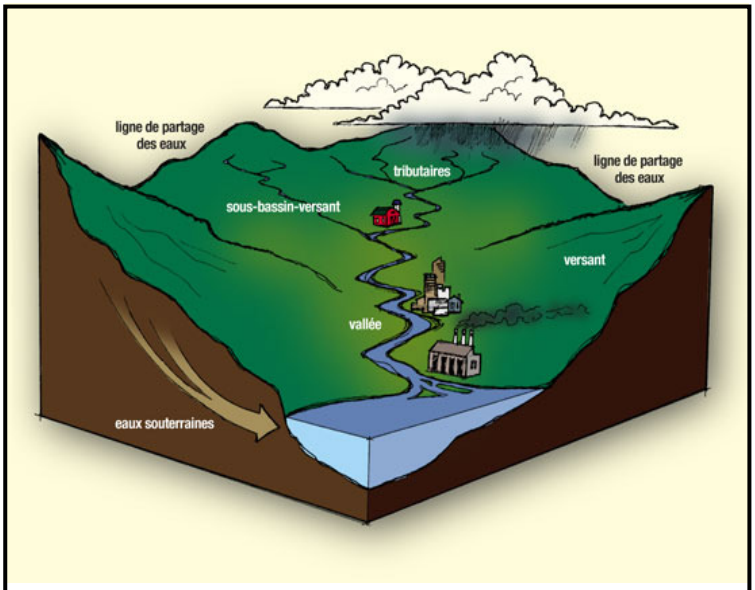



**Figure 1.2 - Schématisation d'un bassin versant.** Les bassins versants sont de vastes systèmes hydrologiques au sein desquels l'eau s'écoule vers une même rivière, un même lac ou un même océan. Ils sont caractérisés en aval par leur exutoire et en amont par la ligne de partage des eaux.

Considérons maintenant l'application de l'équation 1.6 à un bassin versant. Le flux d'eau entrant dans le bassin est la précipitation, $P$ (kg.m$^{-2}$.s$^{-1}$). Les flux sortants sont le ruissellement de surface, $Q_s$ (kg.m$^{-2}$.s$^{-1}$), le ruissellement de sub-surface, $Q_{sb}$ (kg.m$^{-2}$.s$^{-1}$), et

bien sûr l'évapotranspiration, $E_{vap}$ (kg.m$^{-2}$.s$^{-1}$). Mathématiquement, on peut alors traduire ceci de la façon suivante :

$$\frac{\partial W}{\partial t} = P - \left(Q_s + Q_{sb} + E_{vap}\right) \tag{1.7}$$

où $W$ (kg.m$^{-2}$) représente maintenant la masse totale d'eau stockée ramenée à la surface du bassin versant. Cette eau peut être retenue à la surface sous forme d'eau libre (lacs), sous forme d'humidité et/ou sous forme solide dans le sol, le manteau neigeux et les glaciers.

Ce bilan que l'on cherche à étudier va être fortement influencé par les caractéristiques agro-pédo-morpho-géologiques du bassin qui varient d'un point à l'autre du domaine. En effet, le taux d'infiltration, le taux d'humidité et les mouvements de l'eau dans le sol sont directement fonction de la nature et des propriétés du sol ainsi que de sa couverture végétale. La topographie du bassin a une forte influence sur la spatialisation de l'humidité du sol, les zones à faible pente favorisant le stockage de l'eau. La couverture végétale et le type de sol sont intimement liés et leurs actions combinées influencent singulièrement le ruissellement total ($Q = Q_s + Q_{sb}$). Le couvert végétal et la transpiration des plantes exercent une action limitatrice importante sur le ruissellement superficiel et le drainage. Par exemple, la forêt régularise le débit des cours d'eau et amortit les crues de faibles et moyennes amplitudes. A l'inverse, le sol nu, de faible capacité de rétention, favorise un ruissellement très rapide et donc de fortes crues. La connaissance de la géologie du substratum (le sous-sol) d'un bassin versant s'avère importante puisqu'elle influe non seulement sur l'écoulement de l'eau souterraine mais également sur le ruissellement de surface. Un bassin à substratum imperméable présente des écoulements plus rapides et plus violents qu'un bassin à substratum perméable, soumis à une même averse. Ce dernier retient l'eau plus aisément, et en période de sécheresse, un *débit de base* ou *d'étiage* sera ainsi assuré plus longtemps. Néanmoins, la connaissance des caractéristiques du sous-sol demeure délicate, ceci étant de plus en plus vrai au fur et à mesure que la surface du domaine étudié augmente. De plus, certains bassins d'altitude peuvent être partiellement ou totalement couverts de neige ou de glace. Ce type de couverture doit être pris en compte dans l'étude des facteurs de génération de l'écoulement de l'eau. En effet, le réchauffement printanier de la température peut entraîner une fonte rapide de la neige et provoquer du même coup un important écoulement d'eau venant s'ajouter à celui de l'eau des précipitations. La présence de surfaces d'eau libre, tels les lacs, les zones d'inondation ou les barrages, joue un rôle important du fait de leur capacité de stockage temporaire d'un certain volume d'eau. Ce stockage temporaire a ainsi pour effet de laminer les crues, c'est à dire de réduire le débit des rivières lors de la phase de montée des eaux et de soutenir les débits d'étiages. Finalement, les surfaces urbaines augmentent l'écoulement de surface, réduisent les infiltrations et la recharge des nappes, et diminuent le temps de concentration.

Le bilan d'eau est aussi largement influencé par les conditions atmosphériques. En effet, l'évapotranspiration est fortement dépendante de la quantité de chaleur à disposition et de la capacité de l'air à stocker de l'eau (Eq. 1.5). Néanmoins, le phénomène physique majeur mis en œuvre ici est sans aucun doute la précipitation. Il existe plusieurs types de précipitations :

- Les *précipitations convectives*. Elles résultent d'une ascension rapide des masses d'air dans l'atmosphère. Elles sont en général orageuses, de courte durée (moins d'une heure), de forte intensité et de faible extension spatiale.
- Les *précipitations orographiques*. Comme son nom l'indique (du grec « oros », montagne) ce type de précipitations résulte de la rencontre entre une masse d'air chaude et humide et une barrière topographique particulière. Par conséquent, ce type de précipitations se

produit le plus souvent au niveau des massifs montagneux. En général, elles présentent une intensité et une fréquence assez régulières.

- Les *précipitations stratiformes*. Elles sont associées aux surfaces de contact entre deux masses d'air de température, de gradient thermique vertical, d'humidité et de vitesse de déplacement différents. En général, ses précipitations sont longues, étendues, mais peu intenses.

Les précipitations sont un des processus hydrologiques les plus variables. Elles sont caractérisées d'une part par une grande variabilité dans le temps, aussi bien à l'échelle annuelle qu'à celle d'un événement pluvieux, et d'autre part par une grande variabilité dans l'espace et ceci quelle que soit l'échelle spatiale considérée (globale, régionale, locale, etc).

Comme nous venons de le voir, tous ces phénomènes physiques naturels agissant sur le bilan hydrique sont le plus souvent caractérisés par une large gamme d'échelles spatiales. L'étude de ce bilan est alors délicate et la prise en compte de la variabilité spatiale multi-échelle devient primordiale. Cette remarque est d'autant plus vraie que l'on augmente la superficie du domaine étudié. On comprend donc bien toute l'importance de la bonne prise en compte de ces processus lorsqu'on passe de l'échelle régionale, où les surfaces mises en jeu sont de l'ordre de la dizaine ou de la centaine de km², à l'échelle globale où les plus grands bassins fluviaux peuvent s'étendre sur plus d'un million de km².

### 1.2.2 - … à l'échelle globale

Il est possible de construire un bilan d'eau grossier à l'échelle globale en appliquant le même principe de conservation de la masse que précédemment (Eq. 1.7), mais en utilisant cette fois-ci les continents comme l'unité de référence. Il s'ensuit que la quantité $W$ devient la masse totale d'eau stockée à la surface des continents (dans le sol, le sous-sol, le manteau neigeux, les glaciers, etc.). Les flux de masse entrant et sortant restent les mêmes qu'auparavant (précipitation, évapotranspiration et ruissellement total). En considérant que le temps de résidence de l'eau dans ce réservoir peut aller de l'année (eau du sol) au millier d'année (glacier) (Hornberger et al. 1998), ses variations à l'échelle annuelle deviennent alors négligeables (de l'ordre du millimètre). Donc pour tous les continents, l'équation 1.7 peut s'exprimer sous la forme suivante :

$$\frac{\overline{\partial W}}{\partial t} = 0 \Leftrightarrow \overline{P} = \overline{Q} + \overline{E}_{vap} \tag{1.8}$$

où la barre sur chaque quantité indique que ce sont des moyennes annuelles.

| *Domaine* | *Surface* ($10^6$ km²) | $\overline{P}$ (mm) | $\overline{Q}$ (mm) | $\overline{E}_{vap}$ (mm) | $\overline{Q}/\overline{P}$ (%) |
|---|---|---|---|---|---|
| Afrique | 30.3 | 690 | 140 | 550 | 20 |
| Amérique du Nord | 20.7 | 670 | 290 | 380 | 43 |
| Amérique du Sud | 17.8 | 1650 | 590 | 1060 | 36 |
| Asie | 45 | 720 | 290 | 430 | 40 |
| Australie | 8.7 | 740 | 230 | 510 | 31 |
| Europe | 9.8 | 730 | 320 | 410 | 44 |
| Global | 132.3 | 800 | 310 | 490 | 39 |

**Table 1.1 - Le bilan d'eau annuel continental et global, en négligeant l'Antarctique (Hornberger et al. 1998).** Les valeurs moyennes annuelles des précipitations, *P*, du ruissellement total, *Q*, et de l'évapotranspiration, *Evap*, sont reportées en profondeur d'eau relative aux surfaces des domaines considérés. Le rapport ruissellement sur précipitations, *Q/P*, est en %.

Le tableau 1.1 établi à partir de la relation 1.8 et à l'aide d'estimations annuelles globales de précipitations et de ruissellements (Hornberger et al. 1998) montre qu'à l'échelle de tous les continents le rapport du ruissellement total sur les précipitations ($\overline{Q} / \overline{P}$) est proche de 39%. Par conséquent, la part des précipitations rendues à l'atmosphère par évapotranspiration est plus importante que celle qui va alimenter les cours d'eau douce. L'évapotranspiration des surfaces continentales est une source d'humidité pour le *recyclage des précipitations*. Ce recyclage est défini comme étant la fraction d'eau évaporée à partir d'une région quelconque rendue à cette même région par précipitations. Sur de vastes étendues continentales, ce recyclage régional représente une importante rétroaction positive qui contribue à l'intensification et la persistance de sécheresse sur certaines régions (Eltahir et Bras 1996). Ceci nous fait toucher du doigt l'importance du rôle de l'hydrologie de surface dans l'évolution régionale du climat.

# 1.3 - Les observations à l'échelle globales

Les observations sont nécessaires à la compréhension du cycle hydrologique global. Il existe aujourd'hui plusieurs techniques d'acquisition des données que ce soit par des mesures *in situ* (réseau conventionnel et/ou campagne de mesure), la télédétection spatiale ou par l'assimilation de données dans des modèles de surface ou des modèles météorologiques.

## 1.3.1 - Les observations *in situ*

Les organismes comme le GPCC (Global Precipitation Climatology Center, http://www.dwd.de/en/FundE/Klima/KLIS/int/GPCC/GPCC.htm) et le CRU (Climate Research Unit, http://www.cru.uea.ac.uk/~mikeh/datasets/global/) collectent sur l'ensemble du globe des observations pluviométriques et fournissent sur de longues périodes, mais généralement à la fréquence mensuelle, des séries de précipitations. Ces observations sont proposées à des résolutions horizontales allant de 0.5° (~50km) à 5° (~500km).

Les observations *in situ* les plus faciles à acquérir sont sans aucun doute les mesures de débits des fleuves. A l'échelle globale, elles sont collectées par des organismes comme le GRDC (Global Runoff Data Center, http://www.grdc.sr.unh.edu/index.html). Cette base de données permet d'avoir accès à des climatologies annuelles ou à des séries mensuelles de débits sur la plupart des grands bassins du monde. L'université du New Hampshire propose aussi des bases de données pour des régions spécifiques du globe telles que les bassins des régions arctiques (R-ArticNET, http://www.r-arcticnet.sr.unh.edu/v3.0/index.html). D'autres, comme la base de données HyBAm (http://www.mpl.ird.fr/hybam/), donnent accès aux débits journaliers observés à plusieurs stations sur l'Amazone.

L'humidité des sols est une variable importante du système climatique. Elle influence fortement l'évapotranspiration des surfaces continentales, et donc le partage des flux d'énergie entre les flux de chaleur latente et sensible, mais aussi la température de surface. En ce sens, la connaissance de ses variations est importante pour la prévision du temps ou l'étude du changement climatique puisqu'elles influencent directement l'équilibre thermique et les échanges d'énergie entre l'atmosphère et les surfaces continentales, pouvant contribuer alors à la modification de la circulation atmosphérique. De plus, l'humidité dans les sols est une variable importante en hydrologie. Sa connaissance permet de quantifier le risque de sécheresse ou d'inondation. En effet, la prévision des crues nécessite d'étudier l'état hydrique du sol. Quand le sol est saturé en eau ou qu'il devient trop sec, un apport d'eau important (par précipitation ou fonte de la neige) déclenche un fort ruissellement et une augmentation du débit des cours d'eau. Ce qui peut générer une crue et de fortes inondations.

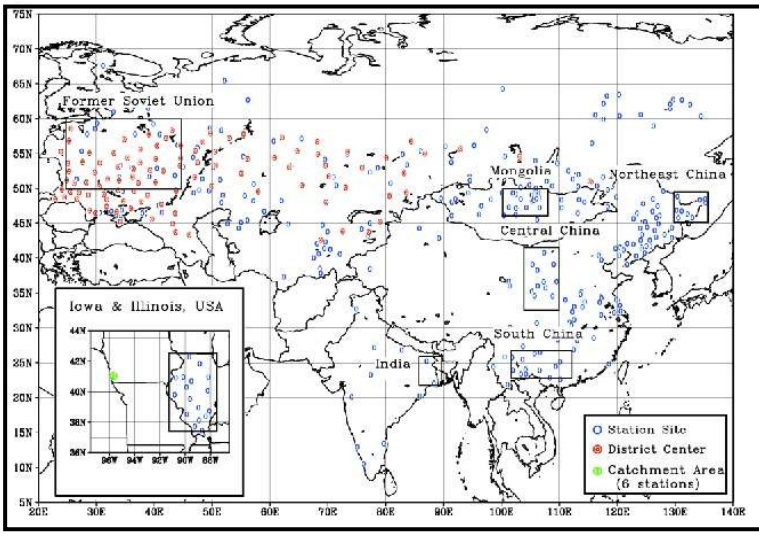



**Figure 1.3 – Localisation des stations d'observation d'humidité des sols de la Global Soil Moisture Data Bank (d'après Robock et al. 2000).** Une partie des données (en rouge) sur la Russie représente la moyenne par district administratif plutôt que des mesures locales par stations.

La Global Soil Moisture Data Banck (Robock et al. 2000, http://climate.envsci.rutgers.edu/soil_moisture/) fournit des séries d'observations sur les trente dernières années d'humidité des sols en quelques points du globe (Fig. 1.3). Les données sont généralement prélevées sur des surfaces agricoles ou des prairies pour des profondeurs totales de sol allant de un à deux mètres. Néanmoins, la représentativité de ces données est faible car l'humidité du sol possède une forte variabilité spatiale. Comme le montre la figure 1.3 le problème est qu'une très faible portion des surfaces continentales (quelques milliers de kilomètres) est couverte par ces observations *in situ* et aucun réseau global n'existe.

## 1.3.2 - La télédétection

La télédétection apparaît comme une alternative nécessaire pour pallier la faible couverture spatiale des réseaux de mesures *in situ*. Elle permet une observation globale des milieux naturels et un suivi de leur évolution temporelle et spatiale. Son principe est basé sur le fait que chaque objet terrestre émet ou réfléchit un rayonnement sous forme d'ondes électromagnétiques selon certaines caractéristiques qui lui sont propre. La variation spectrale de l'énergie réfléchie ou émise par la surface terrestre permet d'acquérir grâce à différentes techniques de télédétection des informations sur la morphologie des bassins (topographie, réseau hydrographique, etc.), sur les propriétés liées à la végétation ou sur l'identification, la caractérisation, ainsi que la représentation des échanges entre les différents réservoirs d'eau continentale.

Il est par exemple possible d'estimer l'humidité du sol par satellite dans les domaines infrarouge et micro-onde (Prigent et al. 2005). Les propriétés thermiques et diélectriques de l'eau sont très différentes des autres surfaces et par conséquent, la présence de l'eau dans le sol modifie fortement les propriétés mesurées dans l'infrarouge thermique et le domaine micro-onde. L'amplitude du cycle journalier de la température de surface est liée aux conditions environnementales (rayonnement incident, humidité et température d'air, etc.) et aux caractéristiques de la surface. En résumé, lorsque l'humidité du sol augmente, l'inertie thermique du sol augmente aussi. Pour un sol humide, la température de surface est généralement pilotée par l'évaporation, tandis que lorsque le sol est plus sec l'inertie thermique est le facteur dominant, de sorte que l'amplitude du cycle journalier de la température de surface est liée à l'humidité du sol en surface. L'eau a une constante diélectrique très grande par rapport à d'autres substances qui engendre des réponses spécifiques aux fréquences micro-ondes actives et passives. Cependant, le signal d'un sol humide est modulé par la rugosité de la surface, la canopée de la végétation et l'absorption atmosphérique ; mais plus la fréquence micro-ondes sera petite, plus ces effets seront réduits.

En outre, la profondeur de pénétration du rayonnement micro-onde dans le sol est généralement de l'ordre de la longueur d'onde et donc plus la fréquence sera petite, plus la profondeur d'observation sera grande (Prigent et al. 2005). Basé sur des données micro-ondes ERS (European Remote Sensing Satellite), l'Université de Vienne de Technologie (Wagner et al. 1999) propose une climatologie d'humidité du sol pour des profondeurs de sol allant de 0.5m à 1m sur l'ensemble des continents avec une résolution spatiale de 50km (http://www.ipf.tuwien.ac.at/radar/ers-scat/home.htm). La future mission SMOS, qui sera lancée durant l'année 2007, permettra aussi de fournir une cartographie globale de l'humidité de surface des sols pendant au moins trois ans avec une résolution spatiale de 50km, mais en utilisant une fréquence encore plus faible qu'ERS ce qui devrait permettre de gagner en qualité (Kerr et al. 2001). Utilisant les données micro-ondes SMM/I (Special Sensor Microwave/Imager), la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) et de l'US Air Force procurent par exemple des séries observées de profondeur et de couverture de neige sur l'hémisphère Nord (Robinson 1993, Foster et al. 1996). En se servant de produits existants (SMM/I, ERS), Prigent et al. (2001) donnent accès à la cartographie globale mensuelle des grandes plaines d'inondation qui jouxtent les grands fleuves du monde. Néanmoins, au jour d'aujourd'hui, une telle cartographie n'est disponible que sur une seule année, ce qui limite son utilisation puisque les variations inter-annuelles de ces inondations sont alors négligées.

L'altimétrie spatiale (missions TOPEX/POSEIDON, etc.) permet de mesurer les variations temporelles du niveau de la mer. En effet, l'altimètre radar embarqué sur le satellite émet vers la surface des océans une onde radio-électrique. Cette onde se réfléchit sur la surface de la mer et revient au satellite, ce qui permet de déterminer l'altitude du satellite au-dessus de la surface de la mer par mesure du temps aller-retour du signal. En connaissant l'orbite du satellite, et notamment son altitude au-dessus d'une référence arbitrairement choisie, on peut déduire le niveau de la mer par rapport à cette référence. Les échanges d'eau entre les continents et l'océan exercent une influence majeure sur le niveau de la mer. Ainsi, ces données permettent d'estimer les variations temporelles des réservoirs d'eau continentale par le biais de leurs contributions aux variations inter-annuelles du niveau de la mer (Cazenave et al. 2000, Milly et al. 2003). Bien que non optimisées pour l'étude des surfaces continentales, les missions altimétriques se révèlent également très utiles pour la mesure de la topographie des calottes glaciaires et plus récemment des niveaux des eaux de surface en milieu continental (lacs, mers fermées, fleuves). Pour les étendues d'eau de grande dimension (mers fermées comme l'Aral, la Caspienne ou les grands lacs) où les conditions de mesure sont très proches de celles du milieu océanique, l'altimétrie spatiale fonctionne bien et fournit des hauteurs d'eau précises, de l'ordre de quelques centimètres. Elle permet aussi de mesurer les hauteurs sur des plans d'eau de plus petite dimension (fleuves, zones d'inondations temporaires et permanentes) mais avec moins de précision. Néanmoins les études menées récemment montrent qu'il est possible de construire des séries temporelles de niveaux d'eau sur plusieurs grands fleuves du monde comme l'Amazone, le Parana, l'Ob (Kouraev et al. 2004), le Gange et le Mékong (http://www.legos.obs-mip.fr/soa/hydrologie/hydroweb/). Un pas de plus est en train d'être franchi dans l'observation de la dynamique des réservoirs d'eau continentale grâce à la mission gravimétrique GRACE lancée en 2002, qui va donner accès à la variation massique mensuelle et pluriannuelle de ses stocks mais seulement avec une résolution spatiale de 200km à 300km (Rodell et Famiglietti 1999, Ramillien et al. 2005).

### 1.3.3 - Les analyses

Les stocks d'énergie et d'eau en surface régulent les conditions atmosphériques de sorte que l'initialisation précise de ces variables dans les modèles couplés continent-océan-atmosphère est critique pour la prévision du temps et du climat à l'échelle saisonnière.

Cependant, les informations et les observations globales fiables pour l'initialisation des modèles hydrologiques ou météorologiques sont rares. Heureusement, un nombre conséquent de nouveaux systèmes d'observation est aujourd'hui mûr. L'hypothèse est que les simulations de surface continentale, les observations et les méthodes d'analyse sont suffisamment avancées pour réduire les erreurs d'estimation des stocks d'humidité et d'énergie dans le sol, qui sont des variables importantes des modèles de prévision atmosphérique et hydrologique et qui influent fortement sur les scores de prévision obtenus. Le système d'assimilation de donnée de surface LDAS (Land Data Assimilation Systems, http://ldas.gsfc.nasa.gov/) à l'échelle globale (GLDAS, Rodell et al. 2002) a été développé dans le but de fournir des analyses plus précises pour les modèles numériques de prévision du temps. GLDAS fonctionne à la résolution de 0.25°. Le système est actuellement forcé par des données de précipitation, de rayonnement et des sorties de modèles numériques. Afin de créer un système optimal, le projet mélange plusieurs sources de données observées et simulées issues de nombreux instituts. D'autres systèmes d'assimilation de données reposent sur des simulations globales, effectuées avec des modèles de prévision et en tenant compte d'observations. Par exemple, les ré-analyses européennes ERA-40, donne accès à toutes les variables atmosphériques et de surfaces sur une longue période de 1957 à nos jours (http://www.ecmwf.int/research/era/index.html). L'humidité du sol à la surface des continents est établie à partir d'un procédé d'assimilation séquentielle de températures et d'humidité observées à deux mètres. Il existe en fait un grand nombre d'analyses météorologiques différentes dans la communauté scientifique. On peut citer aussi les ré-analyses américaines globales NCEP/DOE (National Centers for Environmental Prediction / Department Of Energy, http://dss.ucar.edu/pub/reanalysis2/) ou NCEP/NCAR (National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research, http://dss.ucar.edu/pub/reanalysis/).

# 1.4 - La modélisation des surfaces continentales

Il existe une grande diversité de modèles pour décrire le cycle de l'eau sur les continents. Généralement, ils dépendent des échelles spatiales considérées. Les modèles purement hydrologiques par exemple, décrivant à la fois les transferts verticaux dans le sol et l'écoulement de l'eau en surface, sont voués à l'étude de bassin versant même si certains furent aussi utilisés à l'échelle globale. Il en existe plusieurs sortes allant des modèles « pluie-débits » à des modèles plus complexes dont nous reparlerons par la suite. En météorologie, il y a déjà plus de 30 ans que les climatologues développent des modélisations physiques, que l'on nomme *modèles de surface* (LSMs pour « Land Surface Models »), dans le but de simuler les bilans d'eau et d'énergie au niveau des surfaces continentales et d'utiliser cette information dans les *modèles de circulation atmosphérique générale* (AGCMs pour « Atmospheric General Circulation Models ») pour des applications à grande ou méso-échelle tant pour la recherche que pour la prévision du temps. En d'autres termes, le but de ces modèles est de fournir des rétroactions « réalistes » aux modèles climatiques en termes de flux d'humidité et d'énergie.

## 1.4.1 - Les bases théoriques du transport vertical de l'eau dans le sol

Cette section a pour but de présenter les bases physiques nécessaires à l'élaboration et la compréhension de la modélisation des sols dans les LSMs. Nous nous placerons toujours dans le cas unidimensionnel où le sol est représenté à la fois par sa profondeur, $z$ (m), et par ses propriétés. Le sol est un matériau poreux formé par l'agrégation de particules minérales de toutes tailles et de matières organiques (humus, racine, insecte, …) La taille et la distribution des pores entre les particules de sol varient en fonction de sa texture (argile, sable,

etc.) et de son degré de compaction. La *porosité* mesure la fraction du volume de sol occupé par les pores, qui sont remplis d'air, d'eau ou de glace en des proportions variables. Ils influencent donc directement les propriétés physiques du sol (densité, capacité de stockage de la chaleur et de l'eau, conductivités thermique et hydraulique, …)

L'eau stockée dans les pores est exprimée par le contenu en eau volumique, $w$ ($m^3.m^{-3}$), du sol. La porosité est le plus souvent désignée comme le contenu en eau volumique à saturation, $w_{sat}$ ($m^3.m^{-3}$), faisant référence au cas où le sol serait complètement saturé d'eau. La masse d'eau stockée dans le sol ramenée à sa surface (Eq. 1.6) peut alors s'exprimer comme suit :

$$W = \int_z \rho_w w_z dz \tag{1.9}$$

L'eau se joint aux particules solides grâce à la *tension de surface* (forces capillaires). Elle est attirée en profondeur par la *gravité* (percolation ou drainage). L'eau du sol est transportée vers la surface par diffusion ou *remontées capillaires*. Ce phénomène favorise le transport ascendant de l'eau et son extraction par évaporation en surface. De plus, cette eau est aussi extraite du sol via l'absorption par les systèmes de racines et donc la transpiration des plantes. Le *point de flétrissement*, $w_{wilt}$ ($m^3.m^{-3}$), représente le taux d'humidité sous lequel la végétation ne peut plus extraire l'eau du sol et flétrie en permanence. La *capacité au champ*, $w_{fc}$ ($m^3.m^{-3}$), est la quantité maximum d'eau qui est en équilibre gravitationnel, c'est à dire qui ne peut être attirée en profondeur par la gravité. Le volume d'eau qui dépasse ce seuil est alors irrémédiablement drainé vers des horizons de sol plus profond.

Tous ces phénomènes physiques de transport de l'eau à travers le sol sont contrôlés par la conductivité hydraulique, $k$ ($m.s^{-1}$), et le gradient hydraulique. Ce gradient est proportionnel à la somme du potentiel hydrique (ou de pression), $\psi$ (m), et du potentiel gravitationnel (égal à la profondeur où l'eau se trouve). Le flux d'eau dans le sol, $q$ ($m.s^{-1}$), peut alors être défini grâce à la loi de *Darcy* établie expérimentalement en 1856 :

$$q(z) = k\frac{\partial}{\partial z}[\psi + z] \Leftrightarrow q(z) = k\left[\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1\right] \tag{1.10}$$

De plus, l'évolution au cours du temps de l'eau contenue dans une couche de sol, $i$, est fonction des variations verticales du flux de Darcy. Il en résulte alors l'équation de *Richards* suivante sur laquelle repose la représentation du sol dans tous les LSMs :

$$\frac{\partial w_i}{\partial t} = -\frac{\partial q(z)}{\partial z} \Leftrightarrow \frac{\partial w_i}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}\left[k\left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1\right)\right] \tag{1.11}$$

où $w_i$ correspond au contenu en eau de la couche, $i$, considérée. L'équation de Richards décrit à la fois la diffusion et l'écoulement gravitationnel de l'eau contenue dans le sol. Le terme majeur de ces équations est sans aucun doute la conductivité hydraulique puisqu'elle régit l'intensité du flux d'eau dans le sol. C'est une grandeur macroscopique conceptuelle expérimentale qui, outre la quantité et les propriétés du fluide examiné (densité et viscosité), dépend des propriétés globales du milieu poreux considéré. La conductivité hydraulique est donc, elle aussi, représentative d'un modèle qui ne prend en compte que les caractéristiques moyennes du sol faisant abstraction de toute variabilité microscopique (diamètres des pores) ou d'échelle supérieure intrinsèque à tout système naturel (racine, organisme vivant, compaction, etc.). Ces valeurs peuvent varier sur une large gamme d'échelles mettant en évidence les fortes différences existantes entre leurs valeurs expérimentales utilisées dans les LSMs et leurs valeurs observées in situ.

## 1.4.2 - Les modèles de surface de première génération

L'équation de diffusion 1.11 présentée auparavant peut être résolue numériquement et explicitement en la discrétisant sur de multiples couches de sol. On parlera alors de *modèles multicouches*. Cette approche est en passe de devenir la plus répandue de nos jours dans les LSMs « nouvelle génération » mais cela n'a pas toujours été le cas. En effet cette méthode induit un coût numérique élevé ce qui rend délicate son introduction au sein d'AGCMs (Atmospheric General Circulation Models). C'est principalement pour cette raison que des modèles simplifiés ont vue le jour. Ces modèles « première génération » proposent des équations simplifiées qui approchent les équations de diffusion ou leurs solutions implicitement.

Le point de départ de l'utilisation de LSMs pour la fermeture du bilan d'eau et d'énergie à l'interface sol-atmosphère peut être revendiqué par Manabe (1969). Il s'agissait alors de trouver un modèle simple qui puisse produire les flux d'évaporation et de chaleur sensible à partir des forçages atmosphériques tout en conservant l'eau et l'énergie. Manabe choisit pour évoquer les surfaces continentales l'approche type « seau d'eau » (modèle BUCKET). Le sol y est représenté comme un seul réservoir de 1 m de profondeur ayant une capacité volumique maximale de stockage de l'eau, $w_{sat}$, égal à 0.15 $m^3.m^{-3}$. Le flux d'évaporation est calculé comme étant une fraction de *l'évaporation potentielle*, $E_p$, qui représente l'évaporation maximale qu'il est possible d'atteindre dans le cas où le sol est entièrement saturé d'eau. Cette fraction est définie par le rapport entre l'humidité totale du sol et sa valeur à la capacité au champ (prise égale à 75% de $w_{sat}$). L'évaporation est stoppée lorsque l'humidité du sol atteint le point de flétrissement qui dans ce modèle est pris égal à 0. Un ruissellement de surface n'est généré que si l'humidité totale du sol dépasse la saturation ($w > w_{sat}$) alors que nul ruissellement de sub-surface ou drainage n'est autorisé à la base du sol. Cette modélisation simple présentait à l'époque l'avantage de limiter le nombre de paramètres à calibrer et de se passer du traitement des équations de diffusion de l'eau dans le sol (Eq. 1.11) diminuant ainsi le coût numérique des simulations.

En parallèle, Bhumralkar (1975) et Blackadar (1976) proposèrent une méthode simple permettant de résoudre implicitement l'équation de diffusion de la chaleur dans le sol. Cette méthode suggère que l'évolution de la température en surface est influencée « ou rappelée » vers la température journalière moyenne du sol. Cette méthode implicite, appelée *force-restore*, apporte aussi l'avantage de limiter le coût numérique des simulations tout en présentant des erreurs relativement faibles par rapport aux modèles multicouches plus précis. Cependant, comme le note Deardorff (1977), quelle que soit la méthode de résolution du transport de la chaleur dans le sol, toutes les températures de surface calculées capturent le cycle diurne et même des échelles de temps plus fines. Puisque l'évaporation est directement proportionnelle à l'humidité en surface, il fallait donc, pour calculer un flux de chaleur latente et un bilan d'énergie plus « réalistes », tenir compte des fines variations temporelles de l'eau contenue dans les parties superficielles du sol. Deardorff (1977) généralisa alors la méthode force-restore au transport vertical de l'eau dans le sol au sein d'un modèle type BUCKET. Il rajouta une fine couche de surface incluse dans le réservoir total de sol qui permit de décrire l'évolution temporelle de l'humidité de cette couche superficielle sans passer par un modèle multicouche. Une telle méthode permit aussi de rendre compte de la saturation superficielle des sols suite aux précipitations qui engendre l'évaporation de l'eau à son taux potentiel pendant et parfois après un événement pluvieux.

Du point de vue hydrologique, un manque de réalisme persistait au sein de ces modèles puisque aucun drainage de l'eau n'était autorisé en profondeur. Plusieurs paramétrisations ont alors été proposées où le drainage gravitationnel était soit directement

proportionnel à la conductivité hydraulique des sols (Wood et al. 1992), soit exprimé sous la forme d'un rappel vers la capacité au champ (Mahfouf et Noilhan 1996). Notons pour finir que les modèles de surface sont implémentés sur des maillages horizontaux qui tendent à discrétiser un domaine particulier (bassin versant, surface continentale, etc.). Généralement aucun échange latéral d'eau ou d'énergie n'est autorisé de maille en maille, ce qui, en première approximation, n'enlève rien au « réalisme » des processus simulés par ces modèles. Certaines études commencent à voir le jour sur ce sujet et nous attendrons quelque temps encore avant de pouvoir juger de l'intérêt de la prise en compte de ces échanges horizontaux.

### 1.4.3 - Les modèles de deuxième et troisième générations

Les propriétés de surface peuvent changer du fait de la présence de végétation. Ses propriétés optiques telles que son albédo ou son émissivité influencent le bilan radiatif des surfaces continentales. Les plantes interfèrent avec les écoulements atmosphériques dans la couche limite turbulente en surface. Plus la végétation sera haute et dense, plus la surface dans son ensemble sera rugueuse. On aura donc une modification de la *longueur de rugosité dynamique*, $z_0$ (m), et *thermique*, $z_{0h}$ (m), en fonction de la hauteur des plantes. De plus, la végétation influence le contenu en eau du sol via la transpiration. Elle agit aussi sur la quantité d'eau candidate à l'infiltration dans le sol par le biais de l'interception des précipitations par la canopée. Cette eau qui reste à la surface portée par le feuillage s'évapore avec beaucoup plus d'efficacité et joue donc un rôle prépondérant dans les bilans d'eau et d'énergie sur les continents. Deardorff (1978) fut le premier à proposer une paramètrisation incluant une couche de végétation pour le calcul de la température et de l'humidité du sol. Dans cette approche, il introduit la représentation de la végétation et de sa canopée interagissant l'un et l'autre avec le sol et l'atmosphère. Au sein de la maille, la végétation est définie par plusieurs paramètres comme sa fraction, son albédo, sa longueur de rugosité, etc.

La végétation absorbe aussi une forte proportion du rayonnement solaire. Au cours des années 80, des schémas de surfaces dont les échanges entre le sol et l'atmosphère sont plus détaillés ont vu le jour. Dickinson et al. (1986), pour le modèle BATS (Biosphere Atmosphere Transfer Scheme), et Sellers et al. (1986), pour le modèle SiB (Simple Biosphere model), ont développé des algorithmes plus complexes décrivant l'évolution temporelle de la température de la canopée, les transferts d'énergie, de masse et de moment, l'hydrologie de surface et le mécanisme de résistance stomatique pour différents types de végétations. Ces deux modèles ont été incorporés dans des simulations de type AGCM qui ont mis en évidence leurs limites liées à leur complexité et à un nombre conséquent de paramètres en entrée (Wood et al. 1992). Au début des années 1990, le modèle SiB a été simplifié en optimisant le nombre de paramètres et en minimisant le temps de calcul dans le but de faciliter son couplage avec des modèles de climat (Xue et al. 1991). D'autres modèles ont une approche plus simple et ne prennent pas en compte de bilan d'énergie spécifique pour la végétation. La température et le bilan d'énergie calculés par ces modèles sont représentatifs du *composite sol-végétation*. C'est dans cette logique que Noilhan et Planton (1989) ont développé le modèle de surface ISBA (Interaction Sol Biosphère Atmosphère), basé sur une modélisation de type BUCKET, où la méthode force-restore est étendue à tout type de surface définie par sa texture et son type de végétation. Les récents travaux concernant l'impact du doublement de $CO_2$ sur le climat et les rétroaction non négligeables de la végétation dans ces études (Douville et al. 2000b) ont mené la communauté des physiciens à améliorer la prise en compte de l'assimilation du carbone par la végétation dans les modèles de surface. C'est ainsi que sont apparus des modèles qui estiment l'évolution de la végétation en fonction des conditions environnementales (teneur en $CO_2$, vapeur d'eau, etc.) à partir de modèles de croissance de la biomasse simplifiés (Calvet et al. 1998).

La couverture neigeuse est une composante importante du système climatique. Sa haute réflexivité peut augmenter l'albédo de surface de 60% et diminuer de surcroît le flux de chaleur qui pénètre dans le sol (Eq. 1.2 et 1.3). Le refroidissement radiatif qu'elle induit est renforcé par la forte émissivité thermique de la neige. On observe aussi une réduction des flux turbulents liée à une augmentation de stabilité dans la couche limite et à une diminution de la longueur de rugosité. La neige agit comme un isolateur thermique du fait de sa faible conductivité. Néanmoins, les propriétés physiques de la neige changent en fonction des imputées ou de la végétation qui peuvent se mêler à elle. Son albédo, $\alpha_n$, peut varier de 30% à 90%. C'est à dire qu'il décroît suite à divers épisodes tels les dépôts de poussière, la pollution, le changement de granulométrie de la neige en surface, des épisodes de gel et de regel. Sa densité, $\rho_n$, augmente rapidement avec le temps, d'environ 80kg.m$^{-3}$ à plus de 300kg.m$^{-3}$, du fait de la compaction qu'elle subit. Certains modèles ont une représentation explicite du manteau neigeux possédant sa propre température de surface et son propre bilan d'énergie. Le bilan d'eau peut aussi prendre en compte l'eau liquide interceptée par la neige, ainsi que son gel et son dégel en fonction du cycle diurne (Boone et al. 2000). D'autres restent fidèles à l'approche composite où le bilan d'énergie est commun au sol, à la végétation et à la neige (Douville et al. 1995).

# 1.5 - La validation et les projets d'intercomparaison

La calibration et la validation des modèles est une étape nécessaire pour s'assurer de leur bon fonctionnement. La comparaison des modèles entre eux est aussi une étape essentielle, non pas pour désigner l'un ou l'autre autre comme étant le meilleur, mais pour évaluer les limites communes de nos modélisations et essayer d'y remédier.

## 1.5.1 - La validation de l'échelle locale à l'échelle globale

Généralement, les LSMs sont calibrés et validés sur des domaines restreints où des observations de flux d'énergie, d'humidité des sols, de propriété du manteau neigeux et même de débits pour des petits bassins versants sont collectées (André et al. 1986, Mahfouf et Noilhan 1991, Braud et al. 1993, Giordani et al. 1996, Gourtorbe et al. 1997, Delire et al. 1997, Calvet et al. 1998, Pellenq 2002, etc.). Ces *validations locales* prennent habituellement place sur des domaines fortement contrastés en terme de climat ou de couverture de surface dans le but d'améliorer et valider les paramétrisations des flux d'énergie, du manteau neigeux et des transports verticaux d'eau et de chaleur sur un large éventail de condition naturelle.

Cependant, une telle méthode atteint sa limite à l'échelle régionale ou globale où le domaine considéré regroupe un ou plusieurs bassins fluviaux. A ces échelles là, une solution en voie de développement est l'utilisation de séries d'observations satellites. Cependant, ces observations récentes ne sont pas toutes adéquates pour la validation des modèles et, pour la majeure partie, ne seront exploitables ou collectées que dans un futur proche. De plus, la collecte de flux d'énergie ou d'humidités des sols observés reste difficile. Les quinze dernières années ont alors vu le développement de modèles de routage des fleuves (RRMs pour « River Routing Models ») spécialement conçus pour être introduit dans les AGCMs. Ceci facilita la validation des bilans d'eau simulés via la comparaison des débits simulés et observés. En effet, le ruissellement total simulé par les LSMs (couplé ou non aux AGCMs) est un flux local de masse calculé par unité de surface. Les modèles de routage ont alors permis de les convertir en flux de masse par unité de temps suivant un *réseau hydrographique* donné, les rendant directement comparables à des débits. Cette approche a été utilisée dans certains projets d'intercomparaison PILPS (Lohmann et al. 1998), ainsi que dans les projets GSWP-1 (Oki et al. 1999) et Rhône-AGG (Boone et al. 2004).

## 1.5.2 - Les projets d'intercomparaison

Du fait de la grande diversité de LSMs utilisés de nos jours par les climatologues, un important projet d'intercomparaison de modèle de surface, appelé PILPS (Project for Intercomparaison of Land-surface Parameterization Schemes, http://www.cic.mq.edu.au/pilps-rice/), a été mis en place à partir de 1992 (Henderson-Sellers et al. 1993, 1996) pour essayer de cerner les problèmes liés aux simulations numériques de surface. Son objectif principal était l'amélioration des LSMs utilisés dans les modèles atmosphériques et l'approfondissement des connaissances des processus qui lient les surfaces continentales et l'atmosphère. Le projet PILPS est issu du programme GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment) fondé en 1988 sur l'initiative du WCRP (World Climate Research Programme). Le but de GEWEX est d'observer, comprendre et modéliser le cycle hydrologique et les flux d'énergie dans l'atmosphère, à la surface des continents et dans l'océan. L'enjeu de ce programme est de reproduire et de prévoir, par l'intermédiaire de divers modèles, les variations du cycle hydrologique global, son impact sur la dynamique atmosphérique et les surfaces, les variations des cycles hydrologiques régionaux et l'évolution des ressources en eau. Dans le cadre de ce projet d'intercomparaison, les LSMs sont en général découplés des modèles atmosphériques et sont utilisés en *mode forcé*. Ainsi, les variables atmosphériques communes à tous les LSMs leurs sont imposées en entrée. PILPS a permis de montrer que la plupart des divergences entre LSMs étaient dues à la partition des pluies entre évapotranspiration et ruissellement total. Wetzel et al. (1996) et Koster et Milly (1997) ont expliqué cette dispersion par la représentation de l'évapotranspiration et du ruissellement de surface dans les modèles puisque c'était sur ces variables que les différences étaient les plus fortes contrairement au drainage ou au ruissellement de sub-surface plus homogène.

Pour fournir des climatologies globales à haute résolution d'humidité de sol et approfondir son importance à l'échelle globale, le projet d'intercomparaison GSWP (Global Soil Wetness Project, http://www.iges.org/gswp/) a vu le jour en 1998 (Dirmeyer et al. 1999, 2002). Ce dernier est soutenu par le programme GEWEX et le projet ISLSCP (International satellite Land Surface Climatology Project). ISLSCP a été développé pour produire le forçage météorologique, des cartes standardisées de sol et de végétation et un masque terre-mer, tous communs et nécessaires au fonctionnement de la douzaine de LSMs participants. Le but du projet est de :

1. Produire une base de donnée globale à haute résolution d'humidité des sols et de flux d'énergie et d'eau en surface.
2. Réaliser l'intercomparaison, la validation et l'étalonage des LSMs à l'échelle globale.
3. Fournir une validation et un contrôle de qualité des données ISLSCP.
4. Conduire des études de sensibilité sur les paramétrisations spécifiques des LSMs et les variables atmosphériques avec l'ambition de faciliter les futurs développements des modèles et des bases de données.

Lors de la phase pilote de GSWP (GSWP-1), la base de données ISLSCP-I a fourni les paramètres de sol et de végétation sur une grille de 1°x1° ainsi que le forçage atmosphérique toutes les 6 heures sur une même période de deux ans (janvier 1987 à décembre 1988). Les données d'humidité de sol résultantes ont été employées dans un nombre conséquent de modélisations climatiques couplées surface-atmosphère afin d'étudier l'impact de conditions aux limites « réalistes » d'humidité des sols sur des simulations du climat (Mocko et al. 1999, Dirmeyer 2000 et 2001, Douville et Chauvin 2000, Douville et al. 2001, Douville 2002). Néanmoins, l'intercomparaison des LSMs a montré des différences significatives portant sur les champs d'humidité de sol simulés (Fig. 1.4) et sur la partition des précipitations entre ruissellement total et évapotranspiration (Entin et al. 1999), tout comme PILPS.

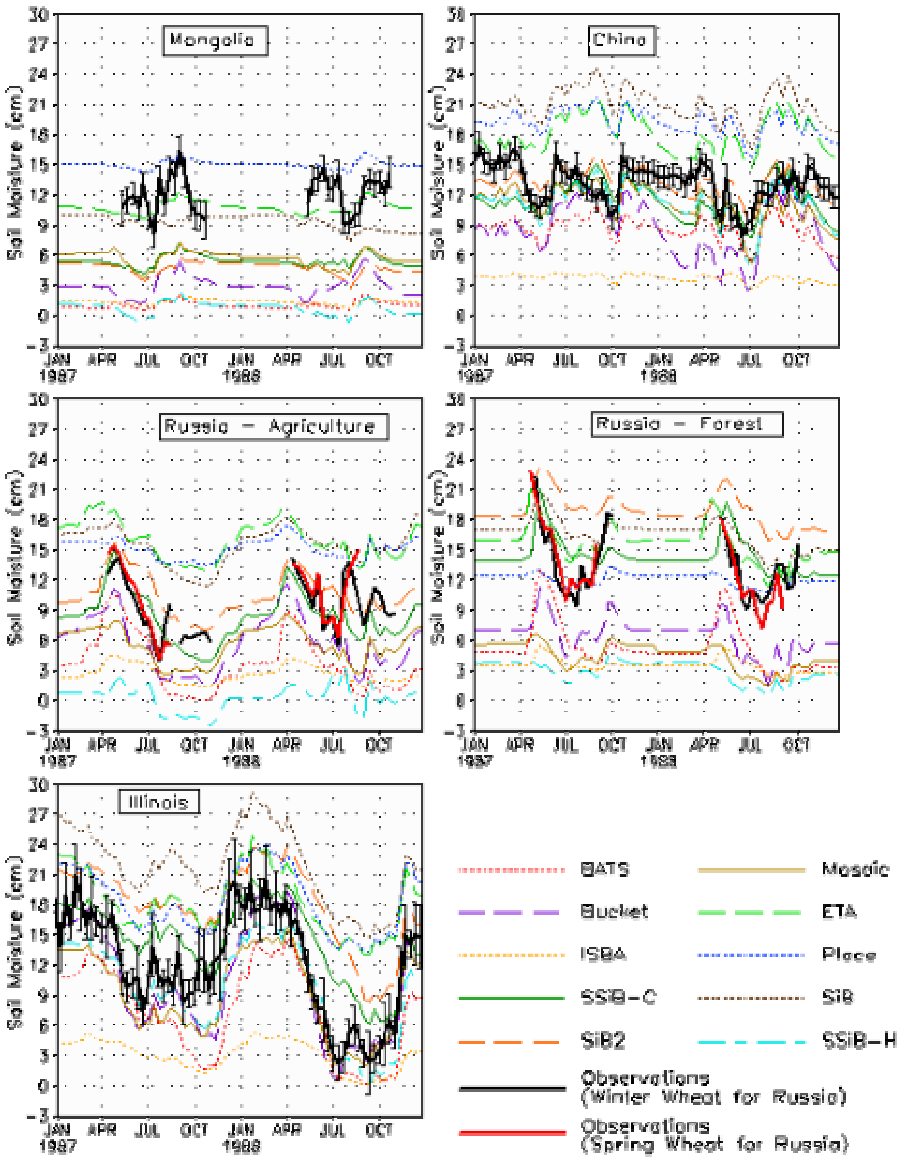



**Figure 1.4 – Comparaison des humidités du sol simulées par les modèles de surface participants à GSWP-1 (d'après Entin et al. 1999).** Les observations sont issues de la Global Soil Moisture Data Bank.

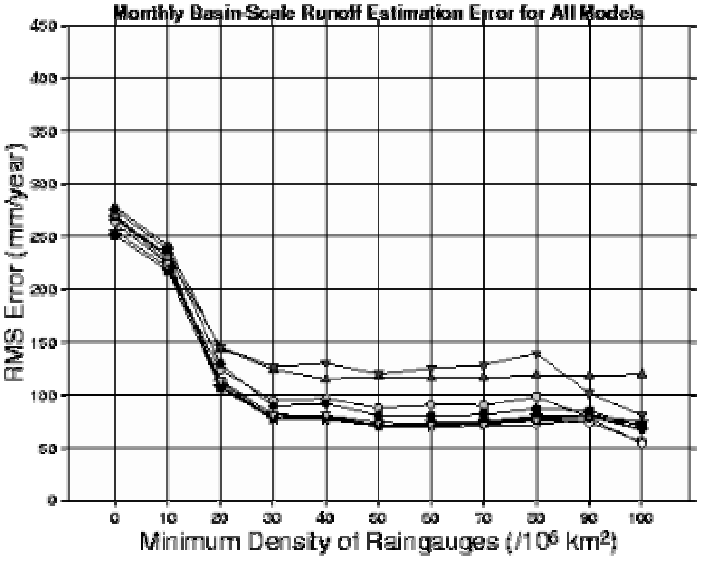



**Figure 1.5 – Estimation de l'erreur sur les ruissellements simulés par chaque LSM participant à GSWP-1 en fonction de la densité du réseau d'observation de précipitations sur plus d'une centaine de bassins à travers le monde (d'après Oki et al. 1999).**

De plus, GSWP-1 est apparu comme une bonne occasion d'examiner et d'améliorer les diverses paramétrisations proposées par chaque LSM (Douville 1998, Boone et Wetzel 1999, Dirmeyer et Zeng 1999, Sud et Mocko 1999). Un résultat important fut donné par Oki et al. (1999). En utilisant le modèle de routage TRIP, ils ont montré que la qualité des données du forçage ISLSCP-I influençait directement la qualité des ruissellements simulés par les LSMs participant à GSWP-1 (Fig 1.5).

Une conclusion générale des projets PILPS et GSWP-1 fut que la variabilité sous maille de l'humidité des sols, due aux hétérogénéités de propriétés de sol, à la distribution des pluies, de la végétation ou de la topographie à l'intérieur d'une même maille, a un impact significatif sur le ruissellement de surface généré par les LSMs et donc sur les bilans d'eau et d'énergie simulés. Ces résultats laissent à penser que la modélisation explicite ou une approche statistique de ces hétérogénéités est nécessaire pour obtenir un partage propre entre ruissellement total et évapotranspiration (Wood et al. 1998, Lohmann et al. 1998, Dirmeyer et al. 1999).

Une pierre à l'édifice fut apportée plus récemment par le projet d'intercomparaison Rhône-AGGrégation (Rhône-AGG, Boone et al. 2004, http://www.cnrm.meteo.fr/mc2/projects/rhoneagg/) qui a été récemment entrepris à Météo-France. Rhône-AGG inclut une large étude de l'impact de l'agrégation spatiale sur les LSMs. Le premier but de ce projet était d'étudier comment différents LSMs simulaient le bilan d'eau et les débits du Rhône et de ses affluents sur plusieurs cycles annuels consécutifs comparés aux données observées fournies par un vaste réseau de mesures. Le deuxième objectif était d'examiner l'impact du changement de résolution spatiale sur les simulations.

Outre l'influence majeure que joue la description de la neige pour l'hydrologie des LSMs, il a été mis en évidence que la modélisation du partage approprié entre ruissellement de surface et drainage est nécessaire pour obtenir une simulation des débits du fleuve de bonne qualité. L'étude de l'effet de l'augmentation de l'échelle spatiale sur les LSMs montra généralement un surcroît de l'évaporation et une diminution du ruissellement total (Fig. 1.6), ceci étant en partie lié à l'agrégation spatiale du forçage atmosphérique qui limite l'apparition de conditions extrêmes de précipitation, de température ou d'humidité et qui agit notablement sur l'évaporation de la canopée. Néanmoins, les modèles de surface qui prenaient en compte une répartition sous

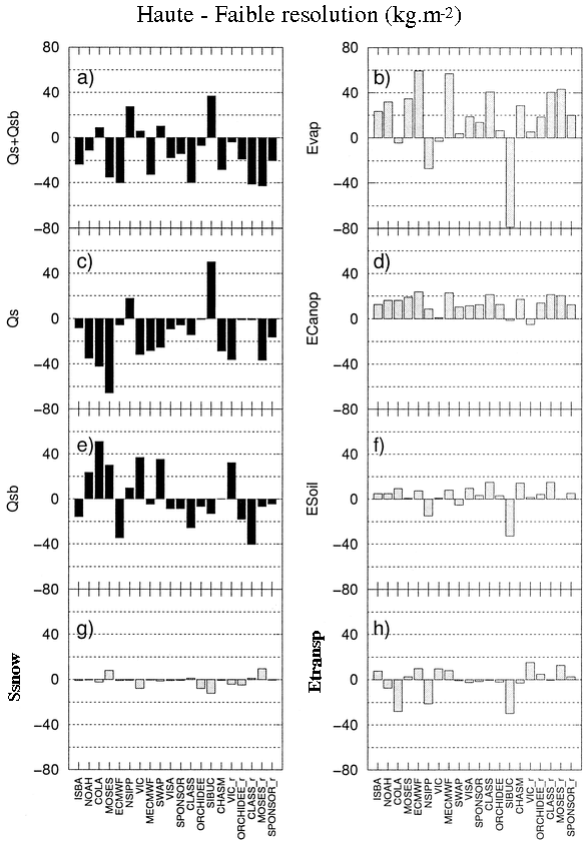



**Figure 1.6 – La différence absolue entre les bilans d'eau simulés à haute et faible résolutions par les LSMs participants à Rhône-AGG (d'après Boone et al. 2004) :**
**(a)** le ruissellement total ($Q_s$+$Q_{sb}$),
**(b)** l'évapotranspiration ($E_{vap}$),
**(c)** le ruissellement de surface ($Q_s$),
**(d)** l'évaporation de la canopée ($E_{canop}$),
**(e)** le drainage ($Q_{sb}$),
**(f)** l'évaporation du sol nu ($E_{soil}$),
**(g)** la sublimation de la neige ($S_{snow}$),
**(h)** la transpiration ($E_{transp}$).

maille des conditions climatiques ou/et des caractéristiques des sols et de la végétation montrèrent une réduction conséquente de l'influence de la dégradation spatiale sur le bilan d'eau simulé. Ces résultats, en accord avec d'autres travaux (Wood et al. 1998, Lohmann et al. 1998, Verrant et al. 2004), montrent l'importance de la prise en compte de la variabilité sous maille des processus hydrologiques dans les modèles de surface, que se soit pour le calcul du bilan d'énergie ou du bilan d'eau.

# 1.6 - La variabilité spatiale des processus hydrologiques

Généralement, les flux atmosphériques et les caractéristiques du sol et de la végétation sont chacun prescrits comme une seule entité en entrée des LSMs représentative d'un « état moyen » au sein d'une maille. Ces variables et paramètres d'entrée peuvent résulter de l'agrégation spatiale d'observations obtenues à des résolutions supérieures au maillage horizontal des LSMs. Dans les modèles de climat, les flux atmosphériques sont eux habituellement issus des AGCMs dont la résolution spatiale reste le plus souvent assez grossière. Or, comme nous l'avons déjà dit, ceci présente le désavantage de ne pas pouvoir rendre compte de certains processus hydrologiques spatialement non résolus par les maillages grossiers sur lesquels sont implémentés les LSMs (et les AGCMs) à l'échelle globale. En effet, ces processus sont directement liés aux hétérogénéités spatiales des conditions climatiques ou/et des caractéristiques des sols et de la végétation. Au cours de la dernière décennie, certains LSMs furent alors élaborés autour de la prise en compte de ces sources de variabilité des *processus hydrologiques sous maille*.

## 1.6.1 - Les sources de variabilité sous maille des processus hydrologiques

La première source de variabilité sous maille abordée par bon nombre de LSMs (Dickinson et al. 1986, Sellers et al. 1986, Koster et Suarez 1992, Liang et al. 1994, etc.) est celle due à la présence de différents types de végétation au sein d'une maille. L'approche la plus courante est de décrire la structure verticale de la végétation pour le calcul de l'évapotranspiration mais les hétérogénéités horizontales sont souvent ignorées. Or, les paramètres liés à la végétation, variant en fonction du type de plantes, influencent alors directement les bilans d'énergie et d'eau. De plus, la végétation (ainsi que la présence d'organismes vivants) intervient dans le mouvement de l'eau dans le sol puisque ses racines favorisent l'apparition de structures poreuses grossières où l'eau peut s'écouler facilement. On parlera ici d'*hétérogénéité verticale*. A la végétation, nous pouvons ajouter les hétérogénéités horizontales des propriétés des sols. Par exemple, la profondeur de sol est un paramètre important des LSMs, directement liée à l'estimation du stock maximum d'humidité. Elle influence aussi le partage du ruissellement total entre ruissellement de surface et drainage et montre de fortes variations spatiales. Chapelon et al. (2002) ont d'ailleurs montré que la profondeur de sol, probablement sous-estimée sur une grande partie du bassin amazonien dans la base de données ISLSCP, pouvait introduire un biais significatif au niveau du ruissellement annuel total.

La seconde source de variabilité est liée aux hétérogénéités d'humidité des sols qui agissent directement sur la partition entre évapotranspiration et ruissellement par le biais du partage du ruissellement total entre infiltration, ruissellement de surface et drainage. Or, il est maintenant reconnu que ce bon partage est le processus primordial jouant sur la dynamique des débits simulés (Lohmann et al. 1998, Boone et al. 2004) au moins à haute fréquence (de l'échelle horaire à l'échelle journalière).

Le ruissellement de surface est un processus bien connu qui peut se produire n'importe où dans un bassin (ou une maille) selon deux mécanismes majeurs :

1 - Le premier mécanisme survient lorsque le sol est saturé de la surface vers les horizons de sol plus profonds en raison des précipitations et de la redistribution spatiale de l'humidité dans le sol. Cette redistribution est due à la fois aux hétérogénéités de propriétés des surfaces (végétation, profondeur, …) et à la structure topographique du bassin. Une surface où le sol est saturé en eau croît donc au sein du bassin. Toutes les précipitations qui tombent sur cette *fraction saturée* ne peuvent pénétrer dans le sol, générant alors un ruissellement de surface. Ce mécanisme de ruissellement par excès à la saturation est appelé mécanisme de *Dunne*. Il entraîne généralement la production d'un ruissellement de surface dans des régions humides, couvertes par une végétation dense et exhibant une topographie faible. En effet, une zone à forte pente favorise le ruissellement de l'eau au détriment de son stockage. A l'opposé, une zone plane favorise le stockage de l'eau dans le sol et donc la génération de surfaces saturées. Dans une maille de modèle de climat, une région à faible topographie aura alors statistiquement plus de chance d'être saturée en eau qu'une région à topographie élevée.

2 - Le second mécanisme intervient lorsque l'intensité des précipitations est supérieure à la capacité maximale d'infiltration du sol. Ce mécanisme est donc directement lié aux hétérogénéités spatiales des précipitations, de l'humidité superficielle en surface et des propriétés des sols. Ce mécanisme de ruissellement par excès d'infiltration est appelé mécanisme de *Horton*. En théorie, il entraîne généralement la production d'un ruissellement de surface dans les régions semi-arides ou désertiques où des événements pluvieux courts et localisés sont généralement très intenses, mais aussi où l'absence de végétations et d'organismes vivants prévient le développement de structures poreuses grossières dans les premiers horizons du sol. Une fine croûte peut aussi se former en surface, due à des sols très secs dans les régions arides ou à une couche superficielle de gel dans les régions des hautes latitudes, diminuant de surcroît la capacité d'infiltration des sols.

La dernière source de variabilité rencontrée, sûrement la plus importante de toutes, est celle due aux flux atmosphériques alors que, bien souvent, les précipitations sont notamment supposées uniformes sur toute la maille. Or, sur une surface de l'ordre de 10000km$^2$ (~1°x1°), elles sont généralement distribuées de manière hétérogène. Les précipitations convectives et orographiques sont souvent réparties sur des échelles spatiales beaucoup plus fines. Il peut en être de même pour les précipitations stratiformes même si les considérer homogènes au sein de la maille représente une hypothèse acceptable. La distribution spatiale de leurs intensités va surtout jouer sur le ruissellement de la canopée et sur l'apparition d'un ruissellement de Horton. Finalement, dans les régions à topographie prononcée, de forts gradients de température apparaissent en fonction de l'altitude. Ceci mène à des variations spatiales de l'accumulation et de la fonte des neiges qui agissent fortement sur les bilans d'eau et d'énergie de ces régions.

### 1.6.2 - La représentation des sources de variabilité sous maille au sein des modèles de surface

En entrée des modèles de surface, les paramètres liés à la végétation ont longtemps été prescrits en fonction du type dominant au sein de la maille. Cette approche apparut limitée et une autre technique fut proposée pour tenir compte de la diversité des types de végétation présents dans une maille. Noilhan et Lacarrère (1995) ont par exemple proposé que les paramètres de surface prescrits en entrée des modèles soient représentatifs de l'agrégation des types de végétation présents au sein de la maille en utilisant la fréquence d'occurrence de

chaque type. La résistance stomatique minimale est agrégée en utilisant une moyenne inverse et la hauteur de rugosité en utilisant une moyenne exponentielle, tandis qu'un simple opérateur linéaire est utilisé pour les textures de sol, les profondeurs et le reste des paramètres de végétation. Pour traiter explicitement des hétérogénéités de végétation, une méthode maintenant répandue est de supposer qu'il existe plusieurs types de végétation différents au sein d'une même maille qui interagissent tous, individuellement, avec l'atmosphère. C'est par exemple le cas de l'approche mosaïque (Koster et Suarez 1992, Liang et al. 1994, Essery et al. 2003) où chaque maille est subdivisée en éléments de végétation homogènes et indépendants. Chaque fraction de la maille, appelée « tiles », représente un type de végétation et fait l'objet d'un bilan énergétique et hydrique. Finalement, la fraction relative de chaque type de végétation à l'intérieur d'une maille est utilisée pour déterminer les flux moyens d'eau et d'énergie en sortie du modèle.

La redistribution horizontale de l'humidité dans les sols est à la base de la représentation du mécanisme de Dunne dans les LSMs. Une première hypothèse consiste à tenir compte de ceci par une approche statistique où la fraction saturée dans la maille va être déterminée par une densité de probabilité, le plus souvent reliée au contenu en eau moyen ou aux propriétés hydrauliques du sol (Entekhabi et Eagleson 1989). Un autre formalisme plus répandu tient compte des hétérogénéités de l'humidité des sols en utilisant un schéma à « capacité d'infiltration variable », appelé Arno ou VIC, pour l'apparition du ruissellement de surface (Zhao 1992, Dümenil et Todini 1992, Wood et al. 1992). La fraction saturée au sein du bassin ou de la maille calculée par VIC dépend de l'humidité moyenne du sol, de l'intensité des précipitations et d'un paramètre de courbure qui agit directement sur la relation entre humidité des sols et fraction saturée. Ce paramètre est par exemple sensé prendre en compte les effets liés à la topographie. Néanmoins, restant peu connu, il est généralement calibré dans les applications hydrologiques régionales. Cette calibration apparaît difficile à l'échelle globale vus le nombre et la diversité des bassins étudiés. A cette échelle, il est soit fixé, soit relié empiriquement à la topographie. Dans le même temps, d'autres modélisateurs ont choisi une approche fondée sur la représentation explicite de la topographie au sein de la maille ou du bassin (Sivapalan et al. 1987, Famiglietti et Wood 1994a, Stieglitz et al. 1997, Koster et al. 2000b, Ducharne et al. 2000, Chen et Kumar 2001, Habets et Saulnier 2001, Pellenq 2002, Seuffert et al. 2002, Warrach et al. 2002, Gedney et Cox 2003, Niu et Yang 2003). Cette méthode est basée sur le modèle hydrologique TOPMODEL (Beven et Kirkby 1979, Sivapalan et al. 1987). C'est aujourd'hui la méthode la plus répandue pour rendre compte du ruissellement de Dunne. Sa force est de pouvoir traiter de la même manière toutes les régions d'un bassin ayant une topographie égale. Sa faiblesse réside dans le fait qu'elle a été conçue pour des applications sur des bassins de zones tempérées ou humides à topographie prononcée.

La prise en compte des hétérogénéités des conditions climatiques reste plus marginale. Cependant, une représentation originale de la variabilité de la température de l'air dans les régions à forte topographie est proposée par le modèle VIC (Liang et al. 1996a et b) où chaque maille peut être subdivisée en bandes d'élévations. Cette démarche est comparable à la représentation en mosaïque de la végétation et accroît considérablement le temps de calcul. La température de l'air dans chaque bande d'élévation est écartée de la température moyenne de 0,0065°C.m$^{-1}$ par rapport à l'élévation moyenne de la maille. De plus cela permet d'avoir une meilleure partition des précipitations entre pluie et neige dans ces régions.

La représentation des hétérogénéités de l'intensité des précipitations est plus largement documentée. La méthode la plus souvent utilisée est l'approche statistico-dynamique. Elle suppose que la distribution de l'intensité des pluies peut être approchée par des densités de probabilité de présence d'un événement. Suit la détermination des zones saturées et non

saturées qui peuvent évoluer en fonction des précipitations et de l'état d'humidité des sols. Cette approche peut aller encore plus loin en considérant un nombre supérieur de fraction au sein d'une maille, notamment pour le calcul des flux d'évaporation et d'eau. Entekhabi et Eagleson (1989), s'appuyant sur bon nombre de travaux antérieurs, proposèrent que la densité de probabilité de présence d'une certaine intensité des pluies puisse être représentée par une fonction exponentielle. Ce même formalisme peut être appliqué pour représenter la variabilité spatiale de la capacité d'infiltration maximale des sols (Yu 2000). Cette distribution exponentielle de l'intensité des précipitations ne dépend que d'un paramètre, $\mu$, représentant la fraction « mouillée » de la maille, c'est à dire celle affectée par les précipitations. Pour représenter le champ d'humidité, ils utilisent en première approximation une distribution gamma dépendant de deux paramètres rattachés au contenu en eau moyen du sol. Grâce à l'intégrale de la fonction gamma, ils en déduisent une fraction saturée où toutes les pluies contribuent au ruissellement de surface (mécanisme de Dunne), et une fraction non saturée où le ruissellement est affecté exponentiellement par un terme dépendant de la fraction mouillée, $\mu$, et de l'infiltration (mécanisme de Horton). Liang et al (1996a) ont introduit une variabilité sous maille des précipitations au sein du modèle VIC. Ils utilisent une représentation unidimensionnelle statistico-dynamique de la répartition des précipitations. Cette approche est prise en compte explicitement pour le calcul du contenu en eau du sol, du ruissellement de surface, du drainage, de la capacité d'infiltration et de l'évaporation, à la fois sur sol nu et sur chaque type de végétation. Entre deux événements pluvieux, le contenu en eau du sol est moyenné sur l'ensemble de la maille de telle sorte qu'avant chaque épisode de pluie, le contenu en eau du sol de la fraction mouillée est égal à celui de la fraction « non mouillée », $1-\mu$. Néanmoins, l'intérêt d'une telle paramétrisation semble être limité puisque le calcul des flux d'énergie et d'eau est beaucoup plus sensible au paramètre, $\mu$, qu'à la forme exponentielle des précipitations sur cette fraction. Du fait de cette limitation, un tel formalisme n'est pas couramment utilisé au sein des modèles de surface.

# 1.7 - Les modèles de routage des fleuves

Nous avons vu précédemment que les modèles de routage des fleuves facilitent la validation des simulations hydrologiques. Ils ont aussi permis de fermer le cycle hydrologique global dans les modèles couplés continent-océan-atmosphère. Ceci a rendu possible l'étude de certains phénomènes peu connus jusqu'alors. Les apports d'eau douce aux océans contribuent à la création de barrières de sel autour de certaines embouchures de fleuve qui tendent à augmenter la température de surface de la mer en limitant le mélange entre les eaux océaniques de surface et profondes. Ils influencent ainsi la convection atmosphérique de ces régions. Il semble aussi qu'ils puissent altérer la salinité et donc la circulation océanique de l'Arctique.

## 1.7.1 - Des modèles hydrologiques…

A l'origine, les modèles de routage sont hérités des modèles purement hydrologiques qui décrivent à la fois les transferts verticaux et horizontaux d'eau. Les transferts verticaux représentent l'évapotranspiration et l'infiltration dans le sol alors que les transferts horizontaux sont les écoulements de l'eau suivant un réseau hydrographique, déterminé via la topographie du bassin étudié.

Il y a plusieurs catégories de modèles hydrologiques développés par la communauté scientifique. Nous avons tout d'abord les modèles « pluie-débit » qui sont caractérisés par des relations statistiques reliant les variables d'entrée (souvent réduites à la pluie, à l'évapotranspiration potentielle et aux débits en amont de la zone étudiée) et les variables de sortie (débits en aval). Ces relations sont établies à partir d'analyses de séries de données

mesurées. Elles peuvent être très simples où une seule régression linéaire relie entrée et sortie du modèle (méthode la plus couramment utilisée en opérationnel par les services d'annonce des crues), ou plus complexes comme dans le cas de l'utilisation de réseaux neuronaux. Ensuite, nous pouvons distinguer les modèle conceptuels dits « à réservoir », allusion à leur structure en cascade de réservoirs fictifs, chacun représentant un processus d'écoulement de l'eau (infiltration, évapotranspiration potentielle, drainage, ruissellement, …). Ces réservoirs sont interconnectés de manière empirique et se vidangent les uns après les autres en fonction de leur taux de remplissage. Ces modèles sont souvent dits spatialement « distribués », c'est à dire qu'ils prennent en compte la variabilité des caractéristiques physiques du bassin comme par exemple la topographie. La particularité commune à ces modèles est l'étalonnage d'un grand nombre de paramètres propres à chaque bassin traité. Finalement, les modèles hydrologiques les plus complets sont ceux dits « à base physique ». Idéalement, cela signifie que chaque processus est décrit mathématiquement par des équations dynamiques, comme les équations de diffusion pour le transport vertical de l'eau ou les équations de Saint-Venant pour les écoulements dans les cours d'eau. Dans l'absolu, ces modèles ne nécessitent aucun calage à condition que l'ensemble des paramètres soit accessible. Cependant pour des problèmes conceptuels et de coût numérique, ce type de modèle reste très marginal.

### 1.7.2 - …aux modèles de routage

Historiquement, pour remédier aux problèmes énumérés précédemment (nombre de paramètres à calibrer, coût numérique, etc.) lorsque l'on passe à des échelles supérieures au bassin, certains modélisateurs ont fait appel à des paramétrisations plus physiques des échanges verticaux d'humidité en remplaçant les fonctions de production correspondantes par des modèles de surface (Habets et al. 1999a). C'est le « découplage » de ces deux processus qui a permis l'émancipation des RRMs.

A l'échelle globale, un nombre conséquent de travaux a été mené sur des modèles à base physique mais simplifiée. Tous sont fondés sur une, deux ou trois équations bilans qui représentent l'évolution temporelle de la masse d'eau stockée dans chaque maille du réseau hydrographique déterminé via la topographie. Ces *modèles à réservoirs linéaires* créés pour être utilisés dans les AGCMs ont généralement une résolution assez grossière (de 0.25°x0.25° à 5°x4°), excepté les modèles développés par Coe (1998, 2000) et implémentés à la résolution de 5'x5' (~10km x 10km) qui rendent également compte empiriquement des plaines d'inondations et des lacs mais qui demeurent relativement coûteux pour une application globale.

Comme le note Ducharne et al. (2003), une résolution trop faible limite l'influence de la topographie sur l'écoulement de l'eau de l'amont vers l'aval. Arora et al. (2001) ont comparé sur le bassin du fleuve Mackenzie (Amérique du Nord) les débits simulés par deux modèle de routage ayant une physique commune mais l'un appliquer à une résolution grossière de 3.75°x3.75° (soit 20 mailles sur le bassin) et l'autre proposant un maillage plus précis de 25 km x 25 km (soit 2600 mailles). Ils montrent que le modèle à faible résolution lisse les débits simulés car le manque de routage de l'eau via un nombre important de petits réservoirs (ou de mailles) tend à la surestimation des débits simulés durant les périodes de crues et à leur sous-estimation en période de basse eau. D'un autre côté, Chapelon et al. (2002), utilisant TRIP (Oki et Sud 1998) à trois résolutions différentes sur le bassin amazonien de 1°x1° (~100 km x 100 km), 0.5°x0.5° (~50 km x 50 km) et 0.1°x0.1° (~10 km x 10 km), montrent que la variation d'échelle spatiale n'a que peu d'influence sur la qualité des débits simulés.

La différence entre ces deux études est due à la différence conceptuelle entre ces modèles. En effet, les débits simulés au sortir des réservoirs par ces modèles linéaires sont

directement proportionnels à la masse d'eau stockée dans la maille, à la distance entre chaque maille et à la vitesse d'écoulement. C'est sur ce dernier aspect que la différence est la plus marquée entre les RRMs puisque la vitesse d'écoulement peut être :

1. Constante dans le temps et l'espace, c'est le cas de TRIP.

2. Constante dans le temps mais fonction de la topographie (Miller et al. 1994, Hagemann et Dümenil 1998).

3. Constante dans le temps mais fonction des débits moyens annuels (Vörösmarty et al. 1989) et de la topographie (Liston et al. 1994).

4. Variable en temps et en espace en fonction de la topographie, des caractéristiques physiques des fleuves (largeur, rugosité, etc.) et de la hauteur d'eau (équivalente à la masse) utilisant l'équation de Manning, c'est le cas des modèles utilisés par Arora et al. (2001).

D'autres ont fait un choix différent et utilisent des RRMs conceptuels issus des modèles hydrologiques spatialement distribués. C'est le cas du modèle RiTHM (pour « River-Transfert Hydrological model ») développé par Ducharne et al. (2003) basé sur le modèle hydrologique MODCOU (Ledoux 1980, Ledoux et al. 1989) utilisé à Météo-France à l'échelle régionale. Ce dernier sera décrit plus en détail par la suite. En bref, RiTHM décrit l'évolution de deux réservoirs, un de surface et un de sub-surface. Les écoulements de l'eau en surface sont fonction d'un temps de transfert qui dépend de la topographie, de la distance entre chaque maille et d'un temps de concentration, généralement calibré sous-bassin par sous-bassin, qui varie de l'amont vers l'aval.

# ***Synthèse du chapitre 1***

**Préambule :**

L'hydrologie englobe l'étude des propriétés de l'eau, de sa dynamique sur Terre, et de ses relations avec la vie et l'environnement. Le **cycle hydrologique** en est le processus fondamental. Il lie les mécanismes régissant le stockage et les transferts d'eau entre les océans, l'atmosphère et les surfaces continentales. Il peut être mathématiquement décrit en appliquant le principe de conservation de la masse nommé **bilan d'eau**. Ce principe suppose que la quantité d'eau contenue dans un réservoir est à l'équilibre avec les quantités d'eau qui y pénètrent et qui en sortent.

**Questions/réponses :**

***1. Comment se formule le bilan d'eau sur les continents ?***

En simplifiant les choses, le bilan d'eau à l'échelle continentale se traduit de la même façon qu'à l'échelle du bassin versant qui est l'unité hydrologique fondamentale. L**'eau stockée** sur les continents résulte de l'apport d'eau par les **précipitations**, minorée de l'**eau qui ruisselle** jusqu'aux océans et de celle qui retourne dans l'atmosphère via l'**évapotranspiration**. Ce bilan va être influencé par les caractéristiques physiques des surfaces continentales (topographie, type et géologie des sols, etc.) et par leurs couvertures (végétation, manteaux neigeux). Néanmoins, la plus forte influence est due aux conditions climatiques. Les précipitations vont contribuer au stockage de l'eau dans le manteau neigeux et, sous forme d'humidité, dans les sols. La redistribution de cette humidité en fonction de la topographie, des types de végétation et de sols va à son tour influer sur le ruissellement. Les conditions de température et d'humidité de l'air vont fortement agir sur l'évapotranspiration et sur l'évolution du manteau neigeux.

***2. Quels sont les principaux enjeux de la modélisation hydrologique ?***

Historiquement, les modèles de surface ont été développés pour fournir des rétroactions « réalistes » aux modèles climatiques en terme de flux d'humidité et d'énergie. Cette remarque est importante puisqu'elle pointe du doigt l'importance que peut avoir la modélisation hydrologique des surfaces continentales sur la prévision atmosphérique aussi bien à courte échéance, qu'à l'échelle saisonnières ou multi-décennale. De plus, l'hydrologie de surface va influencer la dynamique de la végétation (stress hydrique). Une modélisation hydrologique globale de qualité apparaît alors nécessaire dans le cadre de l'étude du changement climatique et de ses impacts.

De plus, mieux représenter le cycle hydrologique global est un enjeu crucial pour les années à venir. Alors que nous sommes de plus en plus nombreux sur Terre, la question de la gestion des ressources en eau se fait de plus en plus pressante. Pour contribuer à y répondre, la modélisation des mécanismes qui contrôlent le stockage de l'eau en surface apparaît comme un outil puissant et nécessaire. La prévision à courte échéance, à l'échelle saisonnière ou suite au réchauffement climatique des débits des grands bassins fluviaux est aussi un objectif important à atteindre à la fois pour la gestion de ces ressources mais aussi pour la prévention des événements extrêmes (sécheresses, inondations, etc.). L'utilisation de modèles hydrologiques dans les chaînes de prévision des crues en est déjà un bon exemple. A l'échelle globale ou régionale, le couplage des modèles de surface avec des modèles de routage des fleuves semble aussi dès aujourd'hui être une alternative intéressante pour atteindre cet objectif.

### *3. Quelles sont les observations disponibles et les stratégies de validation ?*

Généralement, les LSMs sont calibrés et validés sur des domaines restreints grâce à des observations de flux d'énergie, d'humidité des sols, de propriété du manteau neigeux et même de débits pour des petits bassins versant. Cependant, une telle méthode atteint sa limite à l'échelle régionale ou globale où la collecte de flux d'énergie ou d'humidités des sols observés reste difficile même si certaines bases de données locales existent. A ces échelles là, une solution en voie de développement est l'utilisation de séries d'observations satellites. Différentes techniques de télédétection spatiale fournissent déjà des résultats prometteurs (cartographie des hauteurs et des fractions de neige, zones d'inondation, contribution des flux d'eau continentaux aux variations du niveau de la mer, séries de hauteur d'eau au sein des grands fleuves du monde, etc.).

Cependant, ces observations récentes ne sont pas toutes adéquates pour la validation des modèles et, pour la majeure partie, ne serons exploitables ou collectées que dans un futur proche. Le développement des modèles de routage des fleuves spécialement conçus pour être introduit dans les AGCMs a facilité la validation des bilans d'eau simulés via la comparaison des débits simulés et observés. De plus, les observations des débits des fleuves sont assez bien documentées à l'échelle globale même si les périodes d'observation ne sont pas toujours compatible avec les périodes de simulation. Cette stratégie de validation par les débits a souvent été reprise dans les projets d'intercomparaison de modèles de surface pour mettre en avant les lacunes des simulations hydrologiques et essayer d'y remédier.

### *4. Qu'apporte la représentation des processus hydrologiques sous maille ?*

Un des intérêts majeurs des projets d'intercomparaison PILPS et GSWP-1 (Wood et al. 1998, Lohmann et al. 1998, Dirmeyer et al. 1999) a été de montrer que la variabilité sous maille de l'humidité des sols, due aux hétérogénéités de propriétés de sol, à la distribution des pluies, de la végétation ou de la topographie à l'intérieur d'une même maille, a un impact significatif sur le ruissellement de surface et sur les bilans d'eau et d'énergie simulés par les modèles de surface. En général, les flux atmosphériques et les propriétés de sol et de végétation sont chacun prescrit comme une seule entité en entrée des LSMs. En effet, les flux et paramètres d'entrée représentent un état moyen au sein d'une maille. Vérant et al. (2004) ont clairement montré que les bilans d'eau simulés sont très sensibles à la résolution spatiale sur laquelle le modèle de surface est implémenté. Ce défaut fut confirmé lors du projet d'intercomparaison Rhône-AGG (Boone et al. 2004).

Certains modèles ont été élaborés autour de la prise en compte de processus hydrologiques spatialement non résolus. Lors de Rhône-AGG il a été clairement montré qu'une amélioration conséquente de la sensibilité à la résolution spatiale des bilans d'eau simulés pouvait être apportée par la représentation de ces phénomènes. Ces résultats montrent l'importance de la prise en compte de la variabilité sous maille des processus hydrologiques dans les modèles de surface, que se soit pour le calcul du bilan d'énergie ou du bilan d'eau.

# Chapitre 2 - Le modèle de surface ISBA dans le modèle ARPEGE-CLIMAT

La modélisation hydrologique globale dans les modèles climatique ARPEGE et ALADIN repose sur le modèle de surface ISBA et le modèle de routage des fleuves TRIP qui sera décrit au prochain chapitre. ISBA a été développé au CNRM par Noilhan et Planton (1989). La version implémentée dans le modèle ARPEGE-CLIMAT a été introduite par Manzi et Planton (1994) et Mahfouf et al. (1995). ISBA repose sur une physique simple de type « BUCKET », utilisant la méthode force-restore et dépendant seulement de quelques paramètres liés au type de sol et de végétation. Conformément à l'approche de Deardorff (1977, 1978), la version initiale (Noilhan et Planton 1989) dispose de deux couches hydrologiques (une couche superficielle de surface incluse dans la couche totale de sol représentant la zone racinaire) et de la représentation de la végétation. Il a évolué de façon à rester relativement simple mais complet au niveau des processus physiques qu'il tend à modéliser (bilan d'énergie, bilan d'eau en surface et dans le sol). Depuis cette version initiale, la physique d'ISBA s'est progressivement étoffée : inclusion d'un drainage gravitationnel (Mahfouf et Noilhan 1996), d'un schéma de neige simple resté fidèle à la méthode force-restore (Douville et al. 1995), la représentation du ruissellement de Dunne par l'approche VIC (Habets et al. 1999a), l'augmentation de la discrétisation du sol suite à l'ajout d'une troisième couche hydrologique sous la zone racinaire (Boone et al. 1999), la prise en compte d'un drainage sous maille (Habets et al. 1999c, Etchevers et al. 2001), la représentation du gel dans le sol (Boone et al. 2000), une structure verticale alternative avec un schéma de sol multicouche (Boone et al. 2000), un schéma explicite de neige à trois couches (Boone et Etchevers 2001) et l'évolution des paramètres liés à la végétation en fonction des conditions environnementales (Calvet et al. 1998).

## 2.1 - Généralités

La version encore récemment utilisée dans le modèle ARPEGE-CLIMAT est proche de la version initiale : deux couches hydrologiques (ISBA-2L), le drainage gravitationnel, le schéma de neige à une couche et le gel du sol. La version externalisée d'ISBA proche de cette dernière mais utilisant trois couches hydrologiques sera considérée comme la première version de référence (*CTL*). En mode forcé à l'échelle globale, la version utilisée (Douville 1998, Chapelon et al. 2002) reprend une bonne partie des développements récents apportés par le groupe de modélisation à méso-échelle et, pour cette thèse, elle sera considérée comme la deuxième version de référence (*dt92*). Cette version prend en compte trois couches hydrologiques (ISBA-3L), le drainage gravitationnel et sous maille, le gel du sol, le ruissellement VIC et le schéma de neige à une couche. Néanmoins, au cours de cette thèse nous avons aussi été amenés à utiliser le schéma de sol multicouche (ISBA-DF) et le schéma explicite de neige à trois couches (ISBA-ES) que nous ne décrirons que très brièvement. Une représentation des divers processus simulés par ISBA est donnée par la figure 2.1.

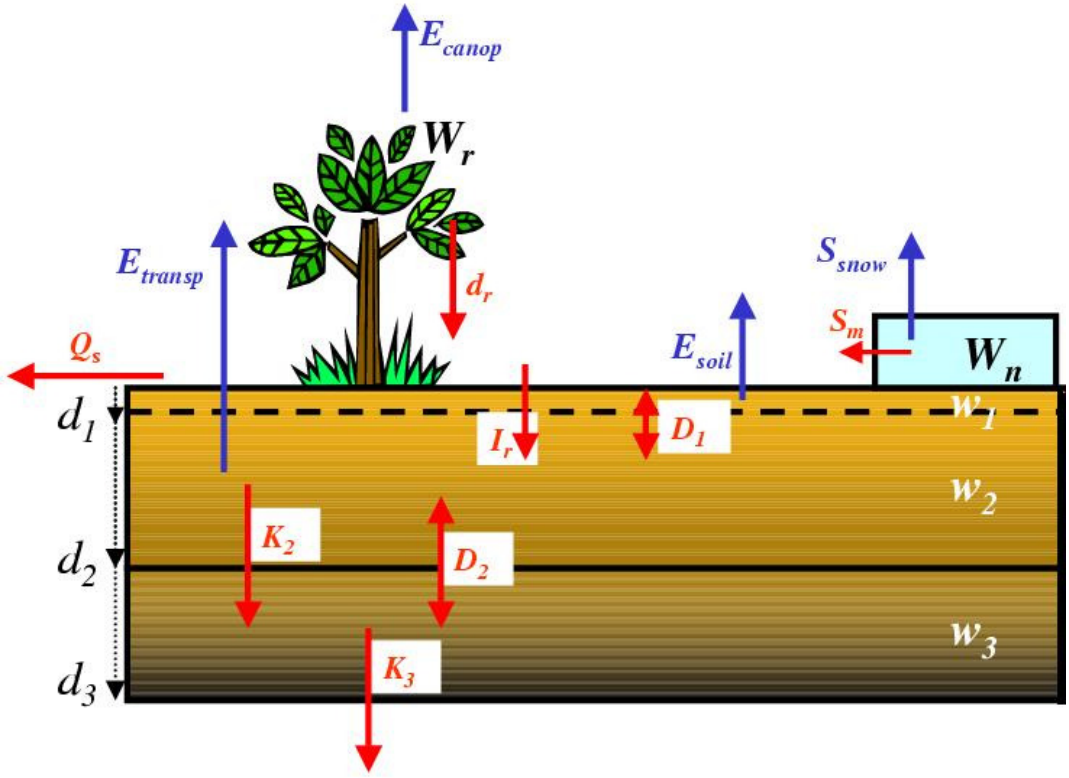



**Figure 2.1 – Représentation des processus simulés par le modèle de surface ISBA-3L.** Cette version à trois couches hydrologiques présente une colonne de sol divisée en deux réservoirs : la couche racinaire, $w_2$, de profondeur, $d_2$, et la couche de drainage profond, de profondeur, $d_3$-$d_2$. La couche de surface superficielle, $w_1$, de profondeur, $d_1$, est incluse dans la zone racinaire. $K$ et $D$ représentent le drainage et la diffusion dans le sol. $I_r$ correspond à l'infiltration réelle qui est la somme du ruissellement de la canopée, $d_r$, des pluies non interceptées par la végétation et de la fonte de la neige, $S_m$, minorée du ruissellement de surface, $Q_s$. Le flux d'évapotranspiration est la somme de la transpiration des plantes, $E_{transp}$, de l'évaporation de la canopée, $E_{canop}$, du sol nu, $E_{soil}$, de la sublimation de la glace, $S_{ice}$ et de la neige, $S_{snow}$. Tous les termes sont explicités en détail dans le texte. L'eau stockée sur la canopée et dans le manteau neigeux est notées respectivement, $W_r$ et $W_n$.

| *Variables pronostiques* | *Symboles* |
|---|---|
| **Bilan d'énergie dans le sol** | |
| Température du sol en surface | $T_s$ |
| Température moyenne de la couche racinaire sur un jour | $T_2$ |
| **Bilan d'eau et de gel dans le sol** | |
| Contenu volumique en eau de chaque couche | $w_i$ $(i=1,3)$ |
| Contenu volumique équivalent en eau du gel de chaque couche | $w_{ice,i}$ $(i=1,2)$ |
| **Bilan d'eau sur la canopée** | |
| Contenu en eau du réservoir d'interception (canopée) | $W_r$ |
| **Bilan d'eau lié à la neige** | |
| Contenu équivalent en eau du manteau neigeux | $W_n$ |
| Albédo de la neige | $\alpha_n$ |
| Densité de la neige | $\rho_n$ |

**Table 2.1 - Liste des variables pronostiques.**

Le modèle calcule l'évolution temporelle de 11 variables pronostiques représentatives de la température du sol, de l'eau et de la glace contenues dans chaque couche de sol, de l'eau stockée sur la canopée et des propriétés du manteau neigeux. Toutes ces variables sont listées dans le tableau 2.1. Durant tout le déroulement de cette thèse, ISBA ayant été utilisé en mode forcé, 8 variables représentatives de l'état atmosphérique sont nécessaires au fonctionnement du modèle. Ces variables, listées dans le tableau 2.2, évoluent sur un pas de temps de 3 heures supérieur au pas de temps du modèle. Les données requises sont alors interpolées à partir de la donnée précédente et de la donnée suivante.

| ***Variables atmosphériques*** | ***Symboles*** | ***Unité*** |
|---|---|---|
| Rayonnement solaire | $R_G$ | $W.m^{-2}$ |
| Rayonnement atmosphérique | $R_A$ | $W.m^{-2}$ |
| Précipitations liquides | $R_r$ | $kg.m^2.s^{-1}$ |
| Précipitations solides | $S_r$ | $kg.m^2.s^{-1}$ |
| Température de l'air à 2m d'altitude | $T_a$ | K |
| Vitesse horizontale du vent à 10m d'altitude | $q_a$ | $kg.kg^{-1}$ |
| Humidité spécifique de l'air à 2m d'altitude | $V_a$ | $m.s^{-1}$ |
| Pression atmosphérique à la surface | $P_s$ | Pa |

**Table 2.2 - Liste des variables atmosphériques nécessaire au fonctionnement d'ISBA en mode forcé.**

| ***Paramètres primaires*** | ***Paramètres secondaires*** | ***Symboles*** |
|---|---|---|
| **Type de sol** | | |
| Fraction d'argile | | $X_{clay}$ |
| Fraction de sable | | $X_{sand}$ |
| | Contenu en eau à saturation (porosité) | $w_{sat}$ |
| | Contenu en eau à la capacité au champ | $w_{fc}$ |
| | Contenu en eau au point de flétrissement | $w_{wilt}$ |
| | Conductivité hydraulique a saturation | $k_{sat}$ |
| | Potentiel hydrique a saturation | $\psi_{sat}$ |
| | Pente de la courbe de rétention d'eau | $b$ |
| | Valeur de $C_1$ à saturation | $C_{1sat}$ |
| | Valeur de $C_2$ pour $w_2$=0.5$w_{sat}$ | $C_{2ref}$ |
| | Coefficient de drainage des couches profondes | $C_{3,i}$ $(i=2,3)$ |
| | Coefficient de diffusion entre les couches profondes | $C_4$ |
| | Coefficient de régression (calcul de $w_{geq}$) | $a, p$ |
| | Coefficient thermique du sol nu à saturation | $C_{Gsat}$ |
| **Type de Végétation** | | |
| | Résistance stomatique minimale | $R_{s\,min}$ |
| | Indice foliaire | $LAI$ |
| | Hauteur de rugosité | $z_0$ |
| | Fraction de végétation | $veg$ |
| **Les deux types** | | |
| Profondeur de sol | | $d_i$ $(i=2,3)$ |
| Albédo | | $\alpha$ |
| Emissivité | | $\varepsilon$ |

**Table 2.3 - Liste des paramètres de surface nécessaires au fonctionnement d'ISBA.**

# 2.2 - Les paramètres de surface en entrée

Dans un souci de simplicité, ISBA utilise relativement peu de paramètres (Table 2.3). Les paramètres d'entrées sont classés en deux catégories : les paramètres dits « primaires » et ceux appelés « secondaires ». On distingue trois sortes de paramètres primaires :

- Les types de sol relatifs à l'information texturale donnée par les pourcentages de sable, $X_{sand}$, et d'argile, $X_{clay}$.
- Les types de végétation relatifs à la présence au sein de la maille de prairies, de feuillus, de conifère, de culture d'été, d'hiver, etc.
- La profondeur des couches de sol, l'albédo et l'émissivité de la surface (déjà introduits dans le chapitre précédent) forment une troisième classe de paramètres primaires caractéristique à la fois du type de sol et de végétation.

Les paramètres secondaires liés au sol sont estimés à partir des textures, suivant les régressions établies par Noilhan et Lacarrère (1995). Ceux liés à la végétation sont tabulés en fonction des différents types, à partir des étalonnages disponibles et des données expérimentales. Notons que l'albédo, l'indice foliaire, la hauteur de rugosité et la fraction de végétation (tous les termes non explicités le seront par la suite) sont généralement prescrits en entrée du modèle au pas de temps mensuel. Le but est de pouvoir représenter l'évolution saisonnière de l'état de surface, comme par exemple la croissance de certaines plantes durant le printemps et leur mort passé l'été. Comme précédemment, les données requises sont interpolées linéairement à partir de la donnée précédente et de la donnée suivante.

## 2.2.1 - Les paramètres liés au sol

Comme dans la plupart des modèles de surface, les transferts verticaux de l'eau dans le sol sont basés sur les équations de Darcy et de Richards (Eq. 1.10 et 1.11) où les flux verticaux d'eau sont proportionnels au produit du gradient du potentiel hydrique par la conductivité hydraulique. Ces deux variables sont reliées au contenu en eau du sol par les relations de fermetures suivantes, estimées empiriquement par Brooks et Corey (1966) et Clapp et Hornberger (1978) :

$$\psi(w_i) = \psi_{sat}\left(\frac{w_i}{w_{sat}}\right)^{-b} \qquad (i=1,3) \qquad (2.1)$$

$$k(w_i) = k_{sat}\left(\frac{w_i}{w_{sat}}\right)^{-2b+3} \qquad (i=1,3) \qquad (2.2)$$

où $b$ représente la pente de la courbe de rétention d'eau et $w_i$ le contenu en eau de chaque couche. $k_{sat}$ (m.s$^{-1}$), $\psi_{sat}$ (m) et $w_{sat}$ (m$^3$.m$^{-3}$) sont respectivement la conductivité hydraulique, le potentiel hydrique et le contenu en eau volumique à saturation, tous étant liés à la texture des sols.

Ces relations servent à leur tour dans le calcul des paramètres secondaires liés aux propriétés du sol. Le point de flétrissement est estimé en inversant la relation 2.1 et en prenant comme hypothèse un potentiel hydrique faible de –150m (Jacquemin et Noilhan 1990). La capacité au champ est calculée en inversant la relation 2.2 et en utilisant une conductivité hydraulique de $10^{-4}$mm/jours (Wetzel et Chang 1987). Les autres paramètres secondaires liés au mouvement de l'eau dans le sol ($C_{1sat}$, $C_{2ref}$, $C_{3,i}$ et $C_4$) peuvent être déterminés analytiquement grâce aux équations de Richards et aux équations de fermeture 2.1 et 2.2.

### 2.2.2 - Les paramètres liés à la végétation

Ces paramètres sont représentatifs de l'état moyen de la surface et servent à quantifier la présence, la densité et les propriétés de la végétation présente au sein d'une maille. Ils sont au nombre de quatre :

- La fraction de végétation, *veg*, au sein de la maille qui permet de faire la partition entre, d'une part l'évapotranspiration liée à la végétation (l'évaporation de l'eau stockée sur la canopée et la transpiration des plantes), et d'autre part l'évaporation du sol nu.

- L'indice foliaire, *LAI* ($m^2.m^{-2}$) qui représente le rapport de la surface des feuilles vertes sur la surface du sol. Plus le *LAI* sera grand, plus la transpiration et la quantité d'eau interceptée par la canopée seront grandes.

- La résistance stomatique minimale, $R_{smin}$ ($s.m^{-1}$), représente la contrainte minimale que doit supporter la plante pour transpirer. Ce paramètre dépend du type de plante concernée.

- La hauteur de rugosité, $z_0$ (m), représente les influences liées à la géométrie de la végétation sur les échanges turbulents de l'atmosphère. Elle intervient dans le calcul des coefficients d'échanges aérodynamiques (Eq. 1.7) des équations de flux de la couche limite de surface.

Comme nous l'avons déjà vu, les profondeurs de sol, $d_i$, peuvent être au nombre de 2 ou de 3 suivant la version utilisée d'ISBA, voire plus si on utilise la version multicouche (ISBA-DF). La profondeur de la première couche, $d_1$, est limitée à 1 cm. Elle sert uniquement à contrôler la quantité d'eau en surface candidate à l'évaporation du sol nu. Elle est incluse dans la zone racinaire de profondeur, $d_2$, qui varie en fonction du type de végétation. Ce réservoir sert à dimensionner l'eau disponible pour la transpiration. Cette profondeur représente la profondeur totale du sol dans la version initiale d'ISBA, c'est à dire ISBA-2L. Plus récemment, la discrétisation du sol a été affinée dans le but d'améliorer les débits d'étiage (Habets 1998) et la partition des pluies entre évapotranspiration et ruissellement (Douville et al. 1998). Boone et al. (1999) ont alors introduit une troisième couche à vocation hydrologique, distincte de la profondeur racinaire et d'épaisseur, $d_3 - d_2$, où $d_3$ représente la profondeur totale du sol.

## 2.3 - Le bilan d'énergie

L'interface sol-atmosphère peut être considérée comme étant un système infinitésimal (en volume) et donc aussi l'énergie stockée dans ce système. Conformément à l'équation 1.3, le bilan d'énergie au niveau du sol est alors décrit comme suit :

$$\begin{cases} G = R_n - H - LE \\ LE = L_v\left(E_{soil} + E_{veg}\right) + L_s\left(S_{ice} + S_{snow}\right) \end{cases} \tag{2.3}$$

où $E_{soil}$ représente l'évaporation du sol nu, $E_{veg}$ l'évapotranspiration de la végétation et $S_{ice}$ et $S_{snow}$ respectivement la sublimation de la glace et de la neige lors de leur fonte. $L_v$ et $L_s$ ($J.kg^{-1}$) sont respectivement la chaleur latente de vaporisation et de sublimation. Le bilan radiatif (Eq. 1.2) en surface, ainsi que le calcul du flux de chaleur sensible (Eq. 1.4), sont en tout point similaire à ce qui a été introduit dans le chapitre précédent.

Dans ISBA, l'évolution de la température du sol au cours du temps repose sur la méthode force-restore de Bhumralkar (1975) et Blackadar (1976). Considérant l'équation du

bilan d'énergie en surface (Eq. 1.6) ainsi que la fonte de la neige et du gel du sol, le système d'équation reliant l'évolution de la température de surface à la température du sol s'écrit de la manière suivante :

$$\begin{cases} \dfrac{\partial T_s}{dt} = C_T\left[R_n - H - LE - L_f\left(S_m - F_{1w}\right)\right] - \dfrac{2\pi}{\tau}\left(T_s - T_2\right) \\ \dfrac{\partial T_2}{dt} = \dfrac{1}{\tau}\left(T_s - T_2\right) + C_G L_f F_{2w} \end{cases} \tag{2.4}$$

Le coefficient, $C_T$, est défini comme étant le coefficient d'inertie thermique du composite sol-végétation-neige (Douville et al. 1995), alors que $C_G$ est le coefficient d'inertie thermique du sol nu qui tient compte du gel (Boone et al. 2000).

# 2.4 - Le bilan d'eau

## 2.4.1 - L'évolution du contenu en eau liquide

Comme nous l'avons déjà dit, la version d'ISBA utilisée au cours de cette thèse (ISBA-3L) prend en compte trois couches hydrologiques dans le sol. L'évolution de ces trois réservoirs est basée sur les équations bilans suivantes :

$$\frac{\partial w_1}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_1}\left[C_1\left(I_r - E_{soil}\right) - F_{1,w}\right] - D_1 \qquad w_{min} \le w_1 \le w^*_{sat,1} \tag{2.5}$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2}\left(I_r - E_{soil} - E_{transp} - F_{2,w}\right) - K_2 - D_2 \qquad w_{min} \le w_2 \le w^*_{sat,2} \tag{2.6}$$

$$\frac{\partial w_3}{\partial t} = \frac{d_2}{\left(d_3 - d_2\right)}\left(K_2 + D_2\right) - K_3 \qquad w_{min} \le w_3 \le w_{sat} \tag{2.7}$$

où $w_1$, $w_2$, et $w_3$ représentent les teneurs en eau volumiques moyennes pour, respectivement, la surface, la zone racinaire, et la couche profonde du sol. Le contenu en eau de chaque réservoir est contraint par la teneur en eau à saturation, $w_{sat}$ ($m^3.m^{-3}$), corrigé de l'effet gel du sol :

$$w^*_{sat,i} = w_{sat} - w_{ice,i} \qquad \left(i = 1,2\right) \tag{2.8}$$

De plus, il ne peut dépasser un seuil minimum, $w_{min}$, égal à $1.10^{-3} m^3.m^{-3}$ introduit pour des raisons numériques, ce qui évite un assèchement total du sol. $K$ ($s^{-1}$) représente le drainage gravitationnel et $D$ ($s^{-1}$) la diffusion verticale d'humidité dans le sol. $d_1$ (m) est la profondeur superficielle de sol, $d_2$ (m) la profondeur de la couche racinaire et $d_3$ (m) la profondeur totale du sol. $F_{1,w}$ et $F_{2,w}$ ($kg.m^2.s^{-1}$) prennent en compte le changement de phase eau-glace en surface et dans le sol.

L'eau candidate à l'infiltration est la somme de l'eau non interceptée par la canopée, de l'eau ruisselée à partir de ce réservoir et de celle provenant de la fonte de la neige. Néanmoins, toute cette eau ne pénètre pas dans le sol puisque cette *infiltration potentielle*, $I_p$, est minorée par le ruissellement de surface, $Q_s$. On parlera alors d'*infiltration réelle*, $I_r$, donnée par la relation suivante :

$$\begin{cases} I_p = (1 - veg) R_r + d_r + S_m \\ I_r = I_p - Q_s \end{cases} \tag{2.9}$$

$C_1$ représente le coefficient d'échange d'humidité entre la surface et l'atmosphère. Il peut être déterminé analytiquement à partir de l'équation de diffusion (1.11), des équations de fermeture 2.1 et 2.2 et en considérant un flux d'eau sinusoïdal à la surface pour le cycle diurne (Noilhan et Planton 1989). Sa forme analytique, corrigée de l'effet gel du sol (Boone et al. 2000), est la suivante :

$$C_1 = 2\sqrt{\pi}\sqrt{\frac{w_{sat}}{b\tau|\psi_{sat}|k_{sat}(0)}}\left(\frac{w^*_{sat,1}}{w_1}\right)^{\frac{b}{2}+1} = C_{1sat}\sqrt{\frac{w^*_{sat,1}}{w_{sat}}}\left(\frac{w^*_{sat,1}}{w_1}\right)^{\frac{b}{2}+1} \tag{2.10}$$

où $C_{1sat}$ représente sa valeur à saturation et $k_{sat}(0)$ la conductivité hydraulique à saturation à la surface.

Ce coefficient $C_{1sat}$ est donc directement proportionnel aux propriétés du sol et peut être déterminé directement grâce à une régression linéaire le liant aux informations texturales données par les pourcentages de sable et d'argile :

$$C_{1sat} = 10^{-2}\left(5.58X_{clay} + 84.88\right) \tag{2.11}$$

Notons finalement que la formulation de $C_1$ tient compte des effets de diffusion en phase vapeur lorsqu'on se trouve dans des régions arides ou semi-arides et qu'il est donc corrigé en fonction de la température de surface de sol (Braud et al. 1993, Giordani et al. 1996).

## 2.4.2 - L'évolution du gel

L'évolution temporelle du gel dans la couche de surface et dans la zone racinaire est simplement donnée par le système d'équations suivant :

$$\frac{\partial w_{ice,1}}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_1}\left(F_{1,w} - S_{ice}\right) \qquad 0 \le w_{ice,1} \le w_{sat} - w_{min} \tag{2.12}$$

$$\frac{\partial w_{ice,2}}{\partial t} = \frac{F_{2,w}}{\rho_w (d_2 - d_1)} \qquad 0 \le w_{ice,2} \le w_{sat} - w_{min} \tag{2.13}$$

$F_{1,w}$ et $F_{2,w}$ représentent les flux de masse provenant de la production ou de la fonte du gel. Ils sont calculés de manière suivante:

$$F_{i,w} = \left(1 - p_{n,sol}\right)\left(F_{i,f} - F_{i,m}\right) \qquad (i = 1,2) \tag{2.14}$$

où $F_{i,f}$ et $F_{i,m}$ représentent respectivement le gel de l'eau puis sa fonte. Ces deux quantités dépendent des conditions de température et d'humidité en surface et dans le sol mais aussi de la présence de végétation.

Finalement, comme la température de surface est représentative du composite sol-végétation-neige quand le sol nu est recouvert de neige ($p_{n,sol}=1$), cette température est seulement caractéristique du duo végétation-neige. Il en va de même pour la température profonde dans le sol. Dans ce cas, les flux de masse provenant de la formation ou de la fusion de la glace dans le sol (Eq. 2.14) sont considérés comme nul (Boone et al. 2000).

## 2.4.3 - L'évapotranspiration

L'évapotranspiration résulte de la somme de l'évaporation du sol nu, de l'évapotranspiration de la végétation et de la sublimation de la glace et de la neige :

$$E_{vap} = E_{soil} + E_{veg} + S_{ice} + S_{snow} \tag{2.15}$$

Le sol nu représente la fraction de la maille, (*1-veg*), non couverte de végétation. Conformément à la relation 1.8, le calcul de l'évaporation sur sol nu dépend des conditions d'humidité, de température, de pression et de stabilité entre la surface et l'atmosphère :

$$E_{soil} = (1-veg)(1-f_{ice,1})(1-p_{n,sol})\rho_a C_H V_a [h_u q_{sat}(T_s, P_s) - q_a] \tag{2.16}$$

où $(1-f_{ice,1})$ et $(1-p_{n,sol})$ représente respectivement la fraction de sol nu non gelé en surface et non recouvert de neige. Ces termes seront explicités par la suite.

L'humidité spécifique du sol est calculée grâce au terme, $q_{sat}(T_s, P_s)$, qui représente l'humidité spécifique à saturation à la température, $T_s$, et à la pression, $P_s$, et au terme d'humidité relative de la surface, $h_u$, formulé comme suit :

$$h_u = \frac{1}{2}\left[1 - cos\left(min\left(\frac{w_1}{w^*_{fc,1}}, 1\right)\pi\right)\right] \tag{2.17a}$$

$$w^*_{fc,i} = w_{fc}(w_{sat} - w_{ice,i})/w_{sat} \qquad (i = 1,2) \tag{2.17b}$$

où la capacité au champ tient compte de la présence de gel.

Dans le cas particulier où l'humidité spécifique du sol est inférieure à l'humidité de l'air, $h_u q_{sat}(T_s, P_s) < q_a$, l'évaporation du sol nue est négative et deux cas de figures peuvent se produire :

1. Si l'air près de la surface est sec, $q_{sat}(T_s, P_s) > q_a$, l'évaporation du sol nu est nulle.

2. Si l'air près de la surface est humide, $q_{sat}(T_s, P_s) < q_a$, $h_u$=*1* et un flux de rosée est généré.

La représentation de la sublimation de la glace reprend exactement le même formalisme que précédemment. Elle s'écrit alors, conformément à l'équation 2.16, comme suit:

$$S_{ice} = (1-veg) f_{ice,1}(1-p_{n,sol})\rho_a C_H V_a [h_{u,ice} q_{sat}(T_s, P_s) - q_a] \tag{2.18}$$

où l'humidité relative de la surface liée à la présence de gel, $h_{u,ice}$, est donnée par la relation (2.17) en remplaçant le contenu en eau de la couche superficielle par son contenu en eau gelée et en tenant compte de la présence d'eau liquide dans ce réservoir pour le calcul de la capacité au champ :

$$h_{u,ice} = \frac{1}{2}\left[1 - cos\left(min\left(\frac{w_1}{w^{ice}_{fc,1}}, 1\right)\pi\right)\right] \tag{2.19a}$$

$$w^{ice}_{fc,i} = w_{fc}(w_{sat} - w_i)/w_{sat} \qquad (i = 1,2) \tag{2.19b}$$

L'évapotranspiration de la végétation est la somme de l'évaporation directe de l'eau stockée sur la canopée et de la transpiration des plantes. Dans ISBA, l'équation utilisée est la suivante :

$$E_{veg} = veg\left(1 - p_{n,veg}\right)\rho_a C_H V_a h_v \left[q_{sat}\left(T_s, P_s\right) - q_a\right] \tag{2.20}$$

où $\left(1 - p_{n,veg}\right)$ représente la fraction de végétation non recouverte de neige. $h_v$ est le coefficient d'Halstead qui, lorsque $E_{veg}$ est positive, prend en compte l'évaporation directe de l'eau d'une fraction $\delta$ du feuillage couverte par l'eau interceptée mais aussi la transpiration des plantes du reste des feuilles non mouillées :

$$h_v = \delta + \left(1 - \delta\right) R_a / \left(R_a + R_s\right) \tag{2.21}$$

$$E_{transp} = \rho_a veg\left(1 - p_{n,veg}\right)\left[q_{sat}\left(T_s, P_s\right) - q_a\right]\left(1 - \delta\right)/\left(R_a + R_s\right) \tag{2.22}$$

$$E_{canop} = E_{veg} - E_{transp} \tag{2.23}$$

La fraction $\delta$ du feuillage couverte par l'eau interceptée est donnée par un fonction en puissance établis par Deardorff (1978) la liant à l'humidité de la canopée : $\delta = \left(W_r / W_{r\,max}\right)^{2/3}$ où $W_{rmax}$ (m) correspond à la quantité maximale d'eau pouvant être stockée sur la canopée. Notons qu'à l'échelle globale, $\delta$ ne peut dépasser 90% faisant l'hypothèse qu'au sein d'une maille de 1° par 1°, il y a toujours une fraction du feuillage qui est sèche. $R_a$ représente la résistance de l'air donnée par $R_a = 1/C_H V_a$ et $R_s$ la résistance de surface qui dépend à la fois de contraintes atmosphériques et de l'état d'humidité du sol. Cette résistance est calculée comme suit :

$$R_s = \frac{R_{s\,min}}{LAI}\frac{F_1}{F_2 F_3 F_4} \tag{2.24}$$

Les fonctions $F_1$, $F_3$ et $F_4$ caractérisent les contraintes exercées par l'environnement sur le flux de transpiration (rayonnement solaire, température de l'air, déficit de saturation de l'atmosphère). La fonction $F_2$ représente le stress hydrique du sol, c'est à dire l'eau candidate à la transpiration dans la zone racinaire. Cette fonction dépend uniquement de l'état d'humidité du sol, de ses propriétés et de la présence de gel :

$$F_2 = \begin{cases} 1 & w_2 > w^*_{fc,2} \\ \dfrac{w_2 - w^*_{wilt}}{w^*_{fc} - w^*_{wilt}} & si \quad w^*_{wilt,2} \le w_2 \le w^*_{fc,2} \\ 0 & w_2 < w^*_{wilt,2} \end{cases} \tag{2.25a}$$

$$w^*_{wilt,i} = w_{wilt}\left(w_{sat} - w_{ice,i}\right)/w_{sat} \qquad \left(i = 1,2\right) \tag{2.26b}$$

Finalement, la sublimation de la neige est calculée de la manière suivante conformément à l'équation 1.5 :

$$S_{snow} = p_n \rho_a C_H V_a \left[q_{sat}\left(T_s, P_s\right) - q_a\right] \tag{2.27}$$

où $p_n$ représente la fraction de la surface recouverte de neige. Nous remarquerons que l'humidité spécifique de la neige est toujours prise à saturation puisqu'elle peut être considérée équivalente à de l'eau libre en surface.

## 2.4.4 - La diffusion de l'eau dans le sol

Les termes de diffusion des équations 2.5 et 2.6 sont exprimés comme suit :

$$D_1 = \frac{C_2}{\tau}\left(w_1 - w_{geq}\right) \tag{2.28}$$

$$D_2 = \frac{C_4}{\tau}\left(w_2 - w_3\right) \tag{2.29}$$

Le terme $D_1$ décrit les transferts d'eau verticaux à la fois ascendants et descendants entre la couche de surface et la zone racinaire. La différence ($w_1$-$w_{geq}$) caractérise l'effet du gradient vertical du potentiel hydrique. $w_{geq}$ ($m^3.m^{-3}$) représente le contenu en eau superficiel à l'équilibre des forces de gravité et capillaires. Sa valeur est une fonction de $w_2$ et des propriétés hydrauliques du sol avec des ajustements pour tenir compte de l'importance relative des forces de capillarité et de pesanteur ainsi que du gel du sol (Noilhan et Planton 1989, Boone et al. 2000) :

$$w_{geq} = w_2 - w^*_{sat,2} \times a\left\{\left(\frac{w_2}{w^*_{sat,2}}\right)^p\left[1 - \left(\frac{w_2}{w^*_{sat,2}}\right)^{8p}\right]\right\} \tag{2.30}$$

où $a$ et $p$ sont des coefficients de régression calculés empiriquement en fonction des textures du sol. Si $w_1$ est plus grand que la valeur d'équilibre, $w_{geq}$, alors la couche de surface draine vers la zone racinaire et, si $w_1$ est inférieur à $w_{geq}$, le réservoir superficiel se recharge par en dessous. Le coefficient de diffusion, $C_2$, caractérise la vitesse à laquelle le profil d'humidité entre ces deux couches est restitué vers son état d'équilibre. Il augmente ou diminue avec la conductivité hydraulique. Il est paramétré dans ISBA de la façon suivante (Noilhan et Planton 1989, Boone et al. 2000) :

$$C_2 = C_{2ref}\left(\frac{w_2}{w^*_{sat,2} - w_2 + w_1}\right)\left[1 - \left(\frac{w_{ice,1}}{w_{sat} - w_{min}}\right)\right] \tag{2.31}$$

où $w_1$ est une faible valeur numérique qui limite $C_2$ à saturation et $C_{2ref}$ un coefficient empirique, estimé à partir de la valeur moyenne de $C_2$, partant de différents profils initiaux de textures et pour un réservoir racinaire à moitié saturé ($w_2$=$0.5w_{sat}$).

Comme précédemment, le terme $D_2$ décrit aussi les transferts d'eau verticaux à la fois ascendants et descendants, mais entre la couche racinaire et le réservoir hydrologique profond. Le terme de diffusion $C_4$ caractérise la vitesse à laquelle le profil d'humidité entre ces deux couches est restitué vers son état d'équilibre ($w_2$=$w_3$). Sa forme analytique peut être déterminée dans un premier temps partant de la loi de Darcy (Eq. 1.10) :

$$q(z) = k(w)\left[\frac{\partial \psi(w)}{\partial z} + 1\right] \Leftrightarrow q(z) = k(w) + D_f(w)\frac{\partial w}{\partial z} \tag{2.32}$$

où le premier terme de droite représente le drainage gravitationnel et le second terme la diffusion de l'eau à travers le sol où le coefficient de diffusion, $D_f$, est définit comme suit:

$$D_f(w) = k(w)\frac{\partial \psi(w)}{\partial w} \tag{2.33}$$

Ce coefficient de diffusion peut être déterminé à partir des équations de fermeture 2.1 et 2.2, ce qui donne :

$$D_f(w) = \frac{-b\psi_{sat}k_{sat}}{w_{sat}}\left(\frac{w}{w_{sat}}\right)^{b+2} \tag{2.34}$$

Ensuite, les conditions aux limites de notre système sont telles que les flux entrant et sortant en surface et à la base du sol sont considérés comme nuls ($q(0) = q(d_3) = 0$). En effet, le profil d'humidité du système est pris entre la capacité au champ et le point de flétrissement, ceci sur sol nu et sans précipitation, de sorte que l'on puisse négliger l'infiltration, l'évapotranspiration et le terme de drainage dans l'équation 2.38. Le transport de l'eau est donc seulement effectué par diffusion.

Soumises à ces mêmes conditions, les équations pronostiques 2.5 et 2.6 d'ISBA deviennent :

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = -\frac{C_4}{\tau}(w_2 - w_3) \qquad w_{wilt} \le w_2 \le w_{fc} \tag{2.35a}$$

$$\frac{\partial w_3}{\partial t} = \frac{d_2}{(d_3 - d_2)}\frac{C_4}{\tau}(w_2 - w_3) \qquad w_{wilt} \le w_3 \le w_{fc} \tag{2.35b}$$

La relation entre $C_4$ et $D_f$ peut alors être déterminée comme suit en intégrant l'équation de Richards 1.11 sur la colonne de sol, où $w_i$ correspond à la teneur en eau moyenne de la couche, $i$ :

$$\int_{z_{i-1}}^{z_i}\frac{\partial w_i}{\partial t}dz = -\int_{z_{i-1}}^{z_i}\frac{\partial q(z)}{\partial z}dz \Leftrightarrow (z_i - z_{i-1})\frac{\partial w_i}{\partial t} = q(z_{i-1}) - q(z_i) \tag{2.36}$$

Or, en se plaçant en $d_2$ et en considérant l'équation 2.32 et les conditions aux limites, on peut alors écrire la relation suivante :

$$d_2\frac{\partial w_2}{\partial t} = -q(z_i = d_2) = -D_f(w)\left.\frac{\partial w}{\partial z}\right|_{z_i = d_2} \tag{2.37}$$

Cette équation signifie que les variations temporelles du contenu en eau de la couche racinaire sont égales au flux de diffusion à l'interface entre la couche racinaire et la couche profonde. En discrétisant le membre de droite de l'équation 2.37 entre le milieu de chaque couche on obtient la relation suivante :

$$d_2\frac{\partial w_2}{\partial t} = -D_f(\overline{w}_{2,3})\frac{w_3 - w_2}{(d_3 + d_2)/2 - d_2/2} \Leftrightarrow \frac{\partial w_2}{\partial t} = \frac{2D_f(\overline{w}_{2,3})}{d_2 d_3}(w_2 - w_3) \tag{2.38}$$

où $\overline{w}_{2,3}$ représente le contenu en eau à l'interface de la couche racinaire et profonde puisque $D_f$ tient compte du gradient du potentiel hydrique ramené au gradient d'eau entre ces deux couches (Eq. 2.33). Par identification avec l'équation 2.41a et en utilisant l'équation 2.40, on obtient enfin l'expression analytique suivante de $C_4$ :

$$C_4 = \frac{2\tau}{d_2 d_3}\frac{b\psi_{sat}k_{sat}}{w_{sat}}\left(\frac{\overline{w}_{2,3}}{w_{sat}}\right)^{b+2} \tag{2.39}$$

Le terme de droite représente la diffusion adimensionnée de l'équation de Richards « mesurée » sur une période d'un jour, $\tau$. $d_2$ correspond bien sûr à l'épaisseur du sol et $d_3/2$

représente la distance sur laquelle le gradient d'eau dans le sol est calculé, c'est à dire l'écart entre le milieu de chaque couche.

Cependant, comme pour le coefficient $C_1$, $C_4$ est exprimé dans ISBA directement en fonction de l'humidité et des propriétés du sol comme suit :

$$\begin{cases} C_4 = C_{4ref}\,\overline{w}_{2,3}^{C_{4b}} \\ \overline{w}_{2,3} = \left[w_2^6\,(d_2/d_3) + w_3^6\,(d_3 - d_2)/d_3\right]^{\frac{1}{6}} \end{cases} \tag{2.40}$$

où $C_{4b}$ est exprimé en fonction du pourcentage d'argile et $C_{4ref}$ en fonction des textures et de la profondeur du sol. Ce dernier terme à été calibré pour plusieurs configurations verticales du modèle. Finalement, le calcul de la valeur moyenne, $\overline{w}_{2,3}$, a été déterminé à l'aide d'un modèle multicouche (Boone et al. 1999).

## 2.4.5 - Le drainage

Plutôt que de considérer le drainage gravitationnel comme étant explicitement proportionnel à la conductivité hydraulique, les termes de drainage dans les équations 2.6 et 2.7 ont été exprimés sous la forme d'un rappel vers la capacité au champ partant de la saturation afin de rester fidèle à la philosophie force-restore :

$$K_2 = \frac{C_3}{\tau d_2}\,max\left[\omega_{d2}, (w_2 - w_{fc})\right] \tag{2.41}$$

$$K_3 = \frac{C_3}{\tau (d_3 - d_2)}\,max\left[\omega_{d3}, (w_3 - w_{fc})\right] \tag{2.42}$$

Ces deux termes ont été modifiés afin de permettre un drainage résiduel quand l'humidité de chaque couche est sous la capacité au champ : $w_{di}$ ($m^3.m^{-3}$) représente la teneur en eau correspondant à ce terme de drainage linéaire sous maille introduit par Habets et al. (1999b). L'idée est de tenir compte de l'hétérogénéité spatiale de l'humidité et des propriétés hydrauliques du sol dans une maille, ceci afin de soutenir les débits d'étiage simulés. Ce terme de drainage sous maille est donné par les relations suivantes :

$$\begin{cases} \omega_{d_2} = w_{drain}\,\dfrac{min\left(w_2, w^*_{fc,2}\right) - w_{min}}{w^*_{fc,2} - w_{min}} \\ \omega_{d_3} = w_{drain}\,\dfrac{min\left(w_3, w_{fc}\right) - w_{min}}{w_{fc} - w_{min}} \end{cases} \tag{2.43}$$

où $w_{drain}$ ($m^3.m^{-3}$) correspond a l'intensité du drainage sous maille. Ce paramètre est généralement calibré bassin par bassin à l'échelle régionale (Etchevers et al. 2001). Néanmoins ce calibrage apparaît difficile à l'échelle globale et une valeur uniforme de $5.10^{-4}$ $m^3.m^{-3}$ est alors imposée sur tous les continents.

Le coefficient de drainage, $C_3$ (m), (Eq. 2.41 et 2.42) correspond à la vitesse à laquelle le profil d'humidité est restitué vers la capacité au champ partant de la saturation. Il a été évalué grâce à un modèle théorique où le sol est représenté par un seul réservoir d'1m d'épaisseur (Mahfouf et Noilhan 1996). Les conditions aux limites de notre système sont ici telles que les flux en surface sont considérés comme nuls ($q(0) = 0$), ce qui revient à considérer seulement le flux d'eau à la base du sol. Le profil d'humidité du système étudié,

qui ne prend pas en compte le gel du sol, est pris entre la saturation et la capacité au champ de sorte que le transport de l'eau à la base du sol soit seulement dû au drainage gravitationnel car, dans une bonne approximation, la diffusion est alors négligeable devant ce dernier. Dans ces conditions, et par analogie avec l'équation 2.20, la relation décrivant l'évolution temporelle de l'eau contenue dans ce réservoir, *w*, de profondeur, *d*, égale à 1m s'écrit :

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{C_3}{d}\frac{w - w_{fc}}{\tau} \qquad w_{fc} \le w_i \le w_{sat} \tag{2.44}$$

Comme pour la diffusion, le but est de relier C3 aux propriétés texturales du sol en déterminant sa forme analytique grâce à l'équation de Richards. Dans notre cas, le flux de Darcy (Eq. 2.32) à la base de la couche de sol va s'exprimer comme suit :

$$q(z) = k(w) \tag{2.45}$$

En intégrant l'équation de Richards sur la colonne de sol (Eq. 2.36), en se plaçant en *d* et grâce aux équations de fermeture, on peut alors écrire que :

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{k(w)}{d} \Leftrightarrow \frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{k_{sat}}{d}\left(\frac{w}{w_{sat}}\right)^{2b+3} \tag{2.46}$$

En intégrant cette dernière à travers le temps, partant de la saturation au temps, *t=0*, on obtient l'évolution temporelle de *w* comme une fonction en puissance :

$$w(t) = w_{sat}\left(1 + (2b+2)\frac{k_{sat}}{dw_{sat}}t\right)^{-1/(2b+2)} \tag{2.47}$$

Faisant de même pour l'équation pronostique 2.44 d'ISBA on obtient :

$$w(t) = w_{fc} + \left(w_{sat} - w_{fc}\right) e^{-tC_3/d\tau} \tag{2.48}$$

En ce plaçant au temps, $t = \tau\, d/C_3$ , on peut alors déterminer la forme analytique suivante de $C_3$ en fonction des propriétés hydrauliques du sol grâce aux équations 2.47 et 2.48 :

$$\begin{cases} C_3 = \dfrac{k_{sat}}{w_{sat}}\dfrac{\tau(2b+2)}{\left(w^{\alpha}/w_{sat}\right)^{-2b-2} - 1} \\ w^{\alpha} = w_{fc} + \left(w_{sat} - w_{fc}\right) e^{-1} \end{cases} \tag{2.49}$$

A partir de cette expression, Mahfouf et Noilhan (1996) ont pu estimer une relation simplifiée de ce coefficient de rappel en fonction de la seule teneur en argile :

$$C_3 = 5.327 \times X_{clay}^{-1.043} \tag{2.50}$$

Ce formalisme présente l'avantage d'être simple et de pouvoir s'appliquer à n'importe quel réservoir. Etant exprimé en mètres, il ne prend pas en compte la géométrie verticale du sol et il suffit donc de ramener $C_3$ à l'épaisseur du réservoir pour déterminer la vitesse adimensionnée de drainage (Eq. 2.41 et 2.42). Tout d'abord introduit dans la version 2 couches (ISBA-2L), ce formalisme a été généralisé à la version 3 couches (ISBA-3L) par Boone et al. (1999), considérant que le flux de drainage entre la couche 2 et 3 pouvait s'exprimer de la même façon qu'à la base du modèle. En effet, les processus de drainage et de diffusion, l'un rapide et l'autre lent, se déroulent sur des échelles de temps différentes et se comportent distinctement suivant l'état d'humidité du sol, l'un proche de la saturation et l'autre sous la capacité au champ.

Finalement, le flux de drainage total, $Q_{sb}$ (kg.m$^{-2}$.s$^{-1}$), simulé par ISBA est donné par la relation suivante :

$$Q_{sb} = \rho_w (d_3 - d_2) K_3 + R_{2,sat} + R_{3,sat} \tag{2.51}$$

où $R_{2,sat}$ et $R_{3,sat}$ correspondent aux ruissellements à saturation de sub-surface lorsque le contenu en eau de la zone racinaire et/ou de drainage excède la porosité totale du sol. Ils sont déterminés comme suit après l'intégration au cours de temps de la teneur en eau du modèle :

$$\begin{cases} R_{2,sat} = \dfrac{\rho_w d_2}{\Delta t} max\left(0, w_2 - w^*_{sat,2}\right) \\ R_{3,sat} = \dfrac{\rho_w (d_3 - d_2)}{\Delta t} max\left(0, w_3 - w_{sat}\right) \end{cases} \tag{2.52}$$

où $\Delta t$ correspond au pas de temps du modèle.

## 2.4.6 - Le ruissellement de surface

Afin de prendre en compte le ruissellement de Dunne, Habets et al. (1999a) on introduit dans ISBA le schéma VIC inspiré du modèle de Nanjing (Zhao 1992, Wood et al. 1992, Dümenil et Todini 1992). L'hypothèse principale est qu'une maille est constituée d'un nombre infini de réservoirs dont la capacité d'infiltration varie continûment entre 0 et une valeur maximale, $i_m$ (kg.m$^{-2}$.s$^{-1}$). Le contenu en eau moyen de la maille, $w$, est la somme des teneurs en eau de chaque réservoir. On notera, $i$ (kg.m$^{-2}$.s$^{-1}$), le contenu en eau des réservoirs élémentaires non saturés. Tous les réservoirs qui ont une capacité d'infiltration inférieure à $i$ sont saturés. Lors d'un événement pluvieux, la fraction, $f(i)$, de la maille qui est saturée va contribuer au ruissellement de Dunne. Si on considère que les précipitations se répartissent uniformément sur la maille, chaque réservoir élémentaire reçoit la même quantité de précipitation, $P$. La fraction de la maille déjà saturée ne peut stocker ce surplus d'eau et va évacuer cette eau sous forme de ruissellement en surface. Les réservoirs élémentaires ayant une capacité d'infiltration inférieure à $i_0 = i + P$ vont se remplir et ruisseler une partie des précipitations (Fig. 2.2).

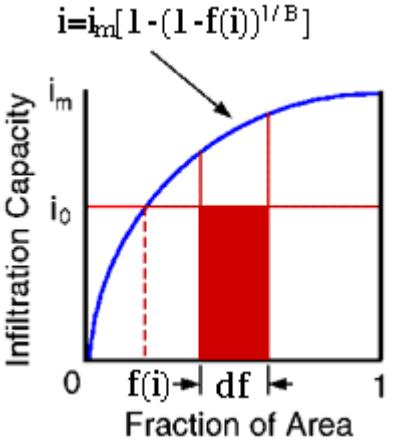



**Figure 2.2 – Principe du schéma de ruissellement sous maille VIC.**

Le ruissellement de Dunne est donc dans ce cas la somme des contributions des éléments de surface déjà saturés et des éléments de surface qui se sont saturés lors de l'événement pluvieux. La représentation mathématique de ce formalisme est donnée par une fonction de distribution en puissance :

$$\frac{i}{i_m} = 1 - \left[1 - f(i)\right]^{1/B} \Leftrightarrow f(i) = 1 - \left(1 - \frac{i}{i_m}\right)^B \tag{2.53}$$

où $B$ est le paramètre de courbure de la fonction. Cette fonction est largement contrôlée par la valeur de ce paramètre. Plus B est grand, plus le ruissellement sera intense et inversement.

Le contenu en eau à saturation, $w_{sat}$, peut s'exprimer ici de la façon suivante :

$$w_{sat} = \frac{\Delta t}{d\rho_w}\int_0^{i_m}[1 - f(i)]di = \frac{\Delta t}{d\rho_w}\frac{i_m}{B+1} \tag{2.54}$$

où $d$ est la profondeur de sol. Associant maintenant l'infiltration et la capacité d'infiltration, $i_0$, au contenu en eau moyen de la maille, $w$, ce dernier peut s'exprimer de la façon qui suit :

$$w = \frac{\Delta t}{d\rho_w}\int_0^{i_0}[1 - f(i)]di = \frac{\Delta t}{d\rho_w}\frac{i_m}{B+1}\left(1 - \left(1 - \frac{i_0}{i_m}\right)^{B+1}\right) \Leftrightarrow \frac{i_0}{i_m} = 1 - \left(1 - \frac{w}{w_{sat}}\right)^{\frac{1}{B+1}} \tag{2.55}$$

Grâce à la distribution 2.53 et aux équations 2.55 et 2.55, on peut alors déterminer la fraction de la maille qui sera saturée en fonction du contenu en eau moyen par la relation suivante :

$$f(i_0) = 1 - \left(1 - \frac{w}{w_{sat}}\right)^{\frac{B}{B+1}} \tag{2.56}$$

La quantité totale d'eau ruisselée en surface, autrement dit le ruissellement de Dunne, $Q_s^D$ ($kg.m^{-2}.s^{-1}$), au sein de la maille est donc donnée par la relation suivante :

$$Q_s^D = \int_{i_0}^{i_0+P} f(i)di = P + \frac{i_m}{B+1}\left[\left(1 - \frac{i_0+P}{i_m}\right)^{B+1} - \left(1 - \frac{i_0}{i_m}\right)^{B+1}\right] \tag{2.57}$$

Néanmoins, ce formalisme manque de réalisme puisqu'il y a toujours ruissellement sauf si le contenu en eau est nul. En effet, lorsque le sol est sec, l'humidité résiduelle n'est pas suffisante pour créer un front de saturation proche de la surface. De plus, comme le note Habets et al. (1999a), cette configuration mène à des ruissellements de surface trop intenses lorsque les sols sont généralement secs, par exemple en été. Ce formalisme a donc été adapté par Habets et al. (1999a) considérant que lorsque l'humidité du sol est sous le point de flétrissement, il ne peut y avoir formation d'une fraction saturée au sein de la maille et donc la présence d'un ruissellement en surface.

Dans la version ISBA-3L, la teneur en eau prise pour le calcul du ruissellement de Dunne est le contenu en eau total (prise en compte du gel) de la zone racinaire, $\hat{w}_2 = w_2 + w_{ice,2}$. Comme nous considérons qu'il ne peut y avoir de ruissellement que si un front de saturation se forme dans les premiers mètres du sol, la zone raçinaire apparaît comme le meilleur compromis dans ISBA. Dans ce contexte, on peut réécrire les relations 2.54 et 2.55 de la façon suivante :

$$\begin{cases} i_m = \dfrac{d_2\rho_w}{\Delta t}(B+1)(w_{sat} - w_{wilt}) \\ \dfrac{i_0}{i_m} = 1 - \left(1 - \dfrac{\hat{w}_2 - w_{wilt}}{w_{sat} - w_{wilt}}\right)^{\frac{1}{B+1}} \qquad w_{wilt} \le \hat{w}_2 \le w_{sat} \end{cases} \tag{2.58}$$

En se servant alors de la relation 2.57, le ruissellement de Dunne dans ISBA est calculé de la manière qui suit :

$$\begin{cases} Q_s^D = \left(I_p - Q_{ice}\right) - \dfrac{d_2 \rho_w}{\Delta t}\left[\left(w_{sat} - \hat{w}_2\right) - \left(w_{sat} - w_{wilt}\right)\max\left(0, Q_{crit}^{B+1}\right)\right] \\ Q_{crit} = \left(1 - \dfrac{\hat{w}_2 - w_{wilt}}{w_{sat} - w_{wilt}}\right)^{\frac{1}{B+1}} - \left(I_p - Q_{ice}\right)\dfrac{\Delta t}{d_2 \rho_w}\left[(1+B)\left(w_{sat} - w_{wilt}\right)\right]^{-1} \end{cases} \tag{2.59}$$

où $I_p$ est l'infiltration potentielle décrite par la relation 2.9 et $Q_{ice}$ (kg.m$^{-2}$.s$^{-1}$) le ruissellement sur sol gelé. Si le coefficient $Q_{crit}$ est inférieur à 0 ou si le contenu en eau de la couche racinaire est sous le point de flétrissement, alors aucun ruissellement de surface n'est généré.

Le ruissellement sur sol gelé n'est effectif qu'à l'échelle globale. Il a été introduit pour pouvoir rendre compte des débits des fleuves des hautes latitudes. En effet, ce type de ruissellement est le processus majeur d'alimentation des fleuves sibériens ou nord américains lors de la fonte du manteau neigeux au printemps. La relation suivante servant à déterminer un tel ruissellement est très empirique et sera revu à l'occasion de l'introduction d'un ruissellement de Horton :

$$Q_{ice} = I_p \times min\left[\frac{d_2 w_{ice,2}}{d_{ice} w_{sat}}, 0.9\right] \tag{2.60}$$

où $d_{ice}$ (m) est la profondeur pronostique de glace égale à 20 cm, c'est à dire la hauteur de sol sur laquelle on se base pour diagnostiquer la saturation de la surface due au gel de l'eau. Cette saturation ne peut excéder 90% de la maille étudiée. Si la couche de glace dépasse 20 cm de profondeur dans le sol, alors 90% de l'infiltration potentielle est directement ruisselée vers le fleuve.

Dans la version originale d'ISBA, le ruissellement de surface est donc la somme du ruissellement de Dunne calculé à l'aide du schéma VIC et du ruissellement sur sol gelé :

$$Q_s = Q_s^D + Q_{ice} \tag{2.61}$$

## 2.4.7 - La représentation de la canopée

Comme la plupart des modèles de surface, ISBA reprend l'approche de Deardorff (1978). En considérant la loi de conservation de la masse (Eq. 1.6), la quantité d'eau stockée sur la canopée peut alors représenter par un nouveau réservoir, $W_r$ (m). L'évolution temporelle de ce réservoir est donnée par la relation suivante :

$$\frac{\partial W_r}{\partial t} = \left(1 - p_{n,veg}\right) veg R_r - \left(E_{canop} + d_r\right) \tag{2.62}$$

où *veg* est la fraction de végétation au sein du domaine considéré, $R_r$ le taux de précipitation liquide et le produit, $\left(1 - p_{n,veg}\right) veg R_r$, la quantité de précipitations interceptées par la végétation. $d_r$ (m.s$^{-1}$) représente le ruissellement du réservoir d'interception et $E_{canop}$ (m.s$^{-1}$) l'évaporation directe de la canopée.

La quantité maximale d'eau pouvant être stockée sur la canopée dépend uniquement de la densité du couvert végétal :

$$W_{r\,max} = 0.2 veg LAI \tag{2.63}$$

Lorsque $W_r$ dépasse ce seuil, alors un ruissellement, $d_r$, vers le sol est généré. A l'origine, ce ruissellement est exprimé dans ISBA comme suit :

$$d_r = max\left(0, \frac{W_r - W_{r\,max}}{\Delta t}\right) \tag{2.64}$$

où $\Delta t$ représente le pas de temps du modèle. Cette formulation est appliquée à l'échelle locale ou régionale. A l'échelle globale, le ruissellement de la canopée est exprimé suivant Mahfouf et al. (1995) et prend en compte la variabilité sous maille des précipitations par une fonction exponentielle. Ceci mène à la relation suivante :

$$d_r = R_r \, e^{\frac{\mu}{R_r}\frac{(W_r - W_{r\,max})}{\Delta t}} \tag{2.65}$$

où $R_r$ représente les précipitations liquides moyennes sur la maille et $\mu$ la fraction mouillée de la maille prise constante et uniforme sur tout le globe, égale à 0.1, en accord avec le travail de Dolman et Gregory (1992).

## 2.4.8 - L'évolution du manteau neigeux

Le schéma de neige utilisé dans ce travail est un schéma simple à une couche, basé sur le principe force-restore, permettant de représenter la surface comme un composite, c'est à dire avec une température de surface commune au triplet sol-végétation-neige (Douville et al. 1995). Lorsque la chaleur contenue dans le manteau neigeux est assez importante pour faire fondre ou pour sublimer la neige, alors la quantité de neige fondue, $S_m$, ou la vapeur d'eau produite par sublimation, $S_{snow}$, contribuent au bilan hydrique du système. Conformément à la loi de conservation de la masse (Eq. 1.6), on peut alors représenter simplement l'évolution du manteau neigeux, $W_n$, comme suit :

$$\frac{\partial W_n}{\partial t} = S_r - \left(S_m + S_{snow}\right) \tag{2.66}$$

où $S_r$ représente le taux de précipitation neigeuse.

Lorsque la température de surface, $T_s$, est supérieure à la température de fusion de la glace ($T_0$=273.16K), le taux de fonte est calculé en fonction de la température à la surface du manteau neigeux, $T_n$, représentative de la moyenne pondérée de la température de surface sur sol nu et de la température profonde du pas de temps précédent sur la végétation, $T_2^{t-\Delta t}$. Le but est de prendre en compte l'effet d'atténuation du rayonnement solaire par la végétation. La fonte s'exprime alors de la façon suivante:

$$\begin{cases} S_m = p_n \left(T_n - T_0\right) / C_n L_f \Delta t \\ T_n = (1 - veg) T_s + veg T_2^{t-\Delta t} \end{cases} \tag{2.67}$$

où $L_f$ (J.kg$^{-1}$) est la chaleur latente de fusion de la glace et $C_n$ le coefficient d'inertie thermique de la neige. Les fractions de la surface, de sol nu ou de la végétation recouverte par la neige sont données par les relations suivantes :

$$\begin{cases} p_{n,soil} = W_n / \left(W_n + 10\right) \\ p_{n,veg} = min\left[h_n / \left(h_n + 5 z_0\right), p_{n,soil}\right] \\ p_n = (1 - veg) p_{n,sol} + veg \; p_{n,veg} \end{cases} \tag{2.68}$$

où $h_n$ (m) est la hauteur de neige ($h_n = W_n \, \rho_w / \rho_n$), donnée par le rapport entre son contenu équivalent en eau et sa densité, $\rho_n$.

Sous l'effet de la compaction irrémédiable du manteau neigeux au cours de temps, sa hauteur va diminuer et donc sa densité va augmenter. Ce phénomène est ici pris en compte explicitement grâce à une fonction exponentielle qui, avec le temps, fait varier la densité depuis sa valeur minimale, $\rho_{n,min}$ (100kg.m$^{-3}$ pour la neige fraîche), jusqu'à sa valeur maximale, $\rho_{n,max}$ (300kg.m$^{-3}$ pour la neige compact). L'albédo de la neige, $\alpha_n$, évolue lui aussi comme une fonction décroissante de l'âge de la neige. Comme pour la densité, il vari entre sa valeur minimale, $\alpha_{n,min}$ (0.5 pour de la neige vielle et donc sale), jusqu'à sa valeur maximale, $\alpha_{n,max}$ (0.85 pour la neige fraîche). Cette évolution temporelle est linéaire si le manteau neigeux n'est pas en train de fondre ou exponentielle si la fonte est amorcée (Douville et al. 1995). Finalement, on peut déterminer l'albédo et l'émissivité moyenne au sein de la maille :

$$\begin{cases} \alpha_m = (1 - p_n)\alpha + p_n \alpha_n \\ \varepsilon_m = (1 - p_n)\varepsilon + p_n \varepsilon_n \end{cases} \tag{2.69}$$

où $\alpha$ et $\varepsilon$ sont respectivement l'albédo et l'émissivité du composite sol-végétation, étant bien entendu que $\varepsilon_n$ est l'émissivité de la neige (égale à 1).

Notons qu'un schéma de neige plus explicite existe. En plus des différents processus pris en compte par le schéma de Douville et al. (1995), celui-ci utilise l'eau de pluie interceptée par la neige dans l'équation bilan 1.13, une discrétisation plus fine du manteau neigeux (3 couches) et un bilan d'énergie spécifique (Boone et Etchevers 2001), c'est à dire indépendant du composite sol-végétation. Le flux de chaleur latente au dessus de la neige est calculé comme la somme du flux de sublimation de la neige et du flux d'évaporation directe de l'eau contenue dans la première couche du manteau. En effet, ce schéma prend en compte l'évolution de l'eau liquide au sein du manteau neigeux ainsi que son gel et son dégel suivant, par exemple, le cycle diurne.

# ***Synthèse du chapitre 2***

**Préambule :**

La modélisation hydrologique globale dans le modèle ARPEGE-CLIMAT repose sur le modèle de surface ISBA et le modèle de routage des fleuves TRIP qui permet de convertir les ruissellements simulés en débits et donc de valider le bilan d'eau via la comparaison avec des débits observés. Cette approche permet aussi de fermer de manière plus réaliste le cycle hydrologique global dans les modèles couplés continent-atmosphère-océan.

**Questions/réponses :**

***1. Quels sont les principaux processus hydrologiques décrits par ISBA ?***

La version utilisée dans ARPEGE-CLIMAT reste basique par rapport aux améliorations apportées récemment. Cette version à deux couches hydrologiques est proche du modèle BUCKET et ne prend en plus en compte que le gel du sol et le drainage profond.

La version externalisée d'ISBA est plus détaillée et possède trois couches hydrologiques. En effet, elle présente une colonne de sol divisée en deux réservoirs : la couche racinaire et la couche de drainage profond. La couche de surface superficielle est incluse dans la zone racinaire. L'eau qui atteint la surface et qui s'infiltre dans le sol est la somme des pluies non interceptées par la canopée, du ruissellement du réservoir d'interception et du flux d'eau généré par la fonte de la neige ou de la glace. Afin de calculer l'infiltration réelle, un ruissellement de Dunne est modélisé à l'aide d'un schéma de type VIC. L'eau dans le sol peut geler suivant les conditions climatiques données. Lorsque le contenu en eau de la zone racinaire et/ou de drainage excède la porosité totale du sol, le résidu de chaque couche génère un ruissellement à saturation de sub-surface qui contribue au ruissellement total. Enfin, la perte en eau du réservoir profond par drainage gravitationnel contribue aussi au ruissellement total. La version externalisée d'ISBA représente donc les principaux mécanismes hydrologiques verticaux de manière physique mais les processus horizontaux sous maille semblent faire défaut à l'échelle globale.

***2. Quelles améliorations pouvons-nous envisager ?***

La représentation des hétérogénéités de surface liées à la végétation et aux propriétés du sol est reprise par bon nombre de LSM et apparaît essentielle, l'approche « mosaïc » étant la plus simple et la plus efficace même si cette dernière induit un important surcoût numérique.

L'inclusion d'un ruissellement de Dunne calculé grâce à une approche TOPMODEL apparaît aussi être un objectif intéressant. En effet, elle permet de tenir compte explicitement des hétérogénéités spatiales de topographie et donc de la structure du bassin mais aussi de se passer du paramètre de courbure lié à l'approche VIC difficile à calibrer à l'échelle globale.

Finalement, la représentation des gradients horizontaux d'intensité de précipitation est aussi un processus important en hydrologie. Sa prise en compte par une approche simple, où cette intensité va être répartie exponentiellement au sein de la maille, permet en outre de tenir compte d'un ruissellement de Horton et donc d'un ruissellement de surface cohérent.

# Chapitre 3 - Protocole expérimental

Comme nous l'avons dit en introduction le protocole expérimental comporte deux parties. Premièrement, les développements au sein d'ISBA sont validés sur le bassin du Rhône. Le CNRM dispose là de données climatiques et de paramètres de sol et de végétation à haute résolution (8km) de très bonne qualité ainsi que d'un vaste réseau d'observation de débits journaliers (Etchevers 2000, Etchevers et al. 2001). Les données présentées ici sont issues du projet Rhône-AGG (Boone et al. 2004). En effet, celui-ci permet d'étudier la sensibilité d'un modèle de surface à la résolution spatiale. Il est ainsi possible d'évaluer l'impact de chaque nouveau développement sur les bilans hydriques et les débits simulés à haute résolution mais aussi sur la sensibilité du modèle à l'échelle spatiale. Ensuite, ISBA est validé à l'échelle globale. Les simulations présentées par la suite ont été rendues possible par le projet GSWP-2 (Dirmeyer et al. 2002) qui nous a fourni le forçage atmosphérique sur l'ensemble du globe. Les paramètres de sol et de végétation sont eux issus de la base de données ECOCLIMAP (Masson et al. 2003) du CNRM.

## 3.1 - Le système de modélisation du Rhône

Le système de modélisation sur le bassin du Rhône utilisé durant cette thèse, comme pour Rhône-AGG, est issu du programme GEWEX-Rhône dont le but est de bâtir un outil de simulation qui couple la phase continentale et atmosphérique du cycle de l'eau. Ses objectifs sont l'amélioration de la prévision météorologique à moyenne échéance grâce à une meilleure connaissance des capacités d'évapotranspiration des surfaces, l'amélioration de l'estimation des débits des fleuves grâce à une meilleure connaissance du forçage atmosphérique et une meilleure gestion de l'eau disponible au travers de la connaissance du contenu en eau des sols. Il utilise les bases de données européennes de sol et de végétation de résolution spatiale élevée (Giordano et al. 1990). Il a été créé afin d'assurer un dialogue cohérent entre les variables atmosphériques (précipitations, flux radiatifs, variables d'état, etc.) et hydrologiques (évaporation, humidité de sol, écoulement, eaux souterraines et écoulement de fleuve).

Ce système a été développé de telle manière qu'il puisse être transféré à d'autres régions. Le projet a souhaité utiliser des modèles et des bases de données pré-existants, chacune des composantes du système hydro-météorologique étant représentée par un modèle propre. En effet, la composante atmosphérique est le résultat du système d'analyse météorologique SAFRAN, choisi pour son traitement adapté aux zones de relief telles les Alpes. Les échanges de surface étaient à la base gérés par le modèle couplé ISBA-CROCUS (Etchevers 2000), ISBA représentant les échanges sol-végétation-atmosphère et CROCUS le manteau neigeux. Dans cette thèse, CROCUS n'est pas utilisé car ISBA possède sa propre représentation du manteau neigeux. Au final, la simulation du débit des fleuves est traitée par le modèle hydrologique MODCOU, le ruissellement total simulé en chaque point du bassin étant au préalable fourni par ISBA.

## 3.1.1 - Le bassin du Rhône

Le Rhône est le plus grand fleuve européen s'écoulant dans la Méditerranée. Le Bassin couvre plus de 96.000 km², en majeure partie dans le sud-est de la France. C'est le plus important des fleuves français par les débits. En effet, le débit moyen annuel du Rhône est approximativement de 1.52mm/jour contre 1.05mm/jour pour la Garonne, 0.53 mm/jour pour la Seine ou 0.51mm/jour pour la Loire par exemple. De nombreux canaux relient le Rhône et ses affluents aux grands fleuves plus au nord, tels le Seine, la Loire, le Rhin et la Moselle, créant ainsi un véritable réseau fluvial en Europe de l'Ouest.

Il prend sa source dans les Alpes suisses puis rentre en France à Pougny. Il est rejoint à Pont-de-Clémieu par l'Ain, à Lyon par la Saône, à Saint-Gervais-Le-Port par l'Isère, à la Voulte par la Drôme, à Pont-Saint-Esprit par l'Ardèche, à Avignon par la Durance et à Marguerrittes par le Gard. En conséquence, la dynamique du Rhône est influencée par un mélange complexe de 3 régimes : *pluvial*, *nival* et *glaciaire*.

Jusqu'à Lyon, il présente un caractère à dominante *nivo-glaciaire*, c'est à dire en majeure partie influencé par la fonte de la neige saisonnière et des glaciers permanents ou non à des altitudes plus élevées. La Saône, son principal affluent, est une rivière à caractère pluvial, caractérisée par de fortes crues en hiver et des débits soutenus le reste de l'année. L'Isère, bien que fortement *anthropisée* (forte influence des barrages), renforce le régime nivo-glaciaire. L'Ardèche apporte une composante torrentielle, marquée par de faibles débits d'étiage et des crues très intenses en automne et au printemps.

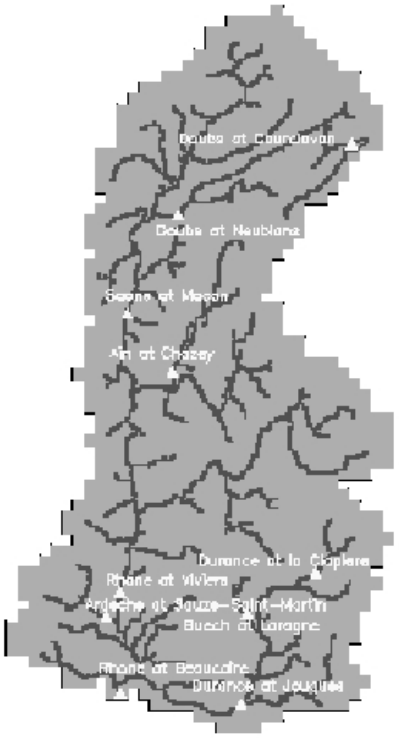



**Figure 3.1 – Le réseau hydrographique du Rhône et de ses affluents.** Quelques stations d'observation des débits sont représentées.

Cette superposition de régimes contrastés fait que les débits du Rhône présentent une forte variabilité inter- et intra-annuelle. En particulier, les fortes crues sont susceptibles de se produire aussi bien en automne (crues des affluents provenant des Cévennes), qu'en hiver (perturbations océaniques qui gonflent les débits de la Saône et des affluents de la rive droite du Rhône) ou au printemps (superposition de perturbations océaniques et d'épisodes de fonte nivale).

Le bassin versant du Rhône (Fig. 3.2) présente un ensemble de caractéristiques qui en font un bassin très diversifié :

- *Un contraste climatique nord-sud* : le nord du bassin versant (bassin de la Saône) est soumis à un climat dominé par les influences océaniques, le sud du bassin (bassins du Rhône, du Gard et de la Durance) est méditerranéen, avec des pluies fortement influencées par le relief et un climat propice aux événements extrêmes.

- *Une forte composante nivale* : elle est directement liée à la topographie complexe du bassin versant, qui comprend quatre massifs montagneux : les Alpes, le Jura, les Vosges et les Cévennes.

- *Une composante souterraine modeste* : l'extension des nappes aquifères se limite à quelques plaines alluviales du domaine (val de Saône, vallées de l'Ain et du Rhône). Les zones montagneuses présentent une géologie parfois complexe (ensemble karstique du Vercors et du Jura) et des nappes locales susceptibles de soutenir les débits d'étiage (Vallée de la Durance).

- *L'influence des activités humaines* : elle doit être prise en compte puisqu'elle perturbe fortement la dynamique du fleuve, c'est à dire la chronologie des débits ou la quantité d'eau écoulée. Il s'agit essentiellement des grosses dérivations (canaux Loire-Ardèche, etc.), des stockages inter- et intra-annuels dans les barrages hydroélectriques (23 en tout dont 12 sur l'Isère et 5 sur la Durance), des gros pompages et de l'irrigation (Vallées du Rhône, de l'Ain, etc.).

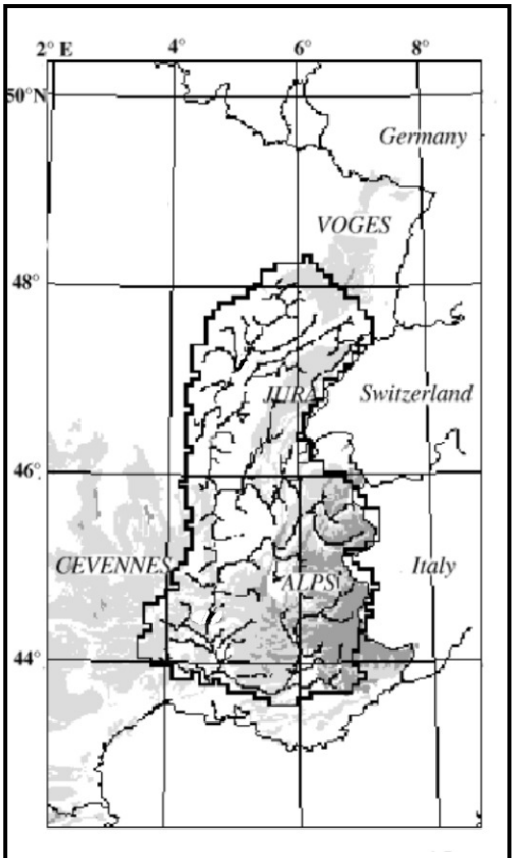



**Figure 3.2 – Le bassin versant du Rhône.** L'échelle de gris montre la présence de montagnes dont les plus importantes sont bien sur les Alpes.

Le bassin du Rhône présente donc de forts contrastes, aussi bien dans les régimes de ces affluents que dans les influences climatiques du nord et du sud ou dans la diversité de sa topographie. Cette hétérogénéité, loin d'être pénalisante, constitue une richesse pour la modélisation du cycle hydrologique continental. C'est une des principales raisons qui ont conduit GEWEX à choisir le Rhône comme thème du projet hydro-météorologique GEWEX-Rhône.

## 3.1.2 - Le système d'analyse SAFRAN en bref

Les modèles météorologiques tels ARPEGE ou le modèle du centre européen (ECMWF) fournissent un état atmosphérique, appelé *ébauche*, valable à grande échelle mais qui ne rend pas compte de manière fine des variations engendrées par l'orographie locale (vent locaux, partition pluie/neige en fonction de l'altitude ou du versant). C'est pourquoi le centre d'étude de la neige a développé SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige) (Durand et al. 1993). Son but premier était de fournir au pas horaire et avec une discrétisation verticale variable (en général 300m) sur les principaux massifs alpins et pyrénéens les variables atmosphériques nécessaires à toute simulation de surface forcée (voir Table 2.2). Dans notre cas, SAFRAN a été adapté à l'ensemble du bassin du Rhône (Etchevers 2000). L'analyse de ces variables est effectuée sur zones climatiques homogènes, appelées *massif*, qui ne constituent pas un maillage régulier. Cette représentation permet ensuite une interpolation des variables en fonction de l'altitude ou de l'exposition. Des échanges d'information entre tous les points d'observation et d'analyse, quel que soit le massif d'appartenance, sont permis. Aujourd'hui SAFRAN est appliqué à

l'ensemble des bassins français en zone de relief ou en plaine afin de respecter une certaine cohérence du forçage entre les régions géographiques.

La première phase de l'analyse passe par un contrôle de qualité des observations consistant à éliminer les observations qui ne sont pas assez homogènes par rapport à l'ensemble des observations et à l'ébauche (fournie par ARPEGE et/ou ECMWF). L'estimation de l'ébauche est modifiée en fonction des observations disponibles. Pour ce faire, les profils d'ébauches sont extrapolés en fonction des niveaux d'altitude du relief. Suit un contrôle itératif de l'analyse des niveaux d'altitude. Cette dernière utilise une méthode d'interpolation optimale qui présente l'avantage de mélanger des informations hétérogènes (ébauches, observations, distances géographiques et corrélations entre points de mesure) et de permettre simultanément le contrôle de validité des données utilisées. L'interpolation optimale étant faite, SAFRAN fournit à chaque massif des profils verticaux des paramètres météorologiques toutes les 6h et par tranche d'altitude de 300m.

Finalement, intervient l'analyse de surface. Le premier paramètre analysé est la température, puis le vent et l'humidité. L'ébauche du profil de nébulosité (défini par les trois couches nuageuses : basse, moyenne et haute) fournissant les variables de rayonnements (solaire et atmosphérique) est déterminée à partir d'un modèle radiatif alimenté par les profils verticaux d'humidité et de température. L'analyse de surface utilise ensuite les profils obtenus précédemment et en déduit les paramètres au voisinage du relief par corrections successives. Cette analyse plus simple ne prend en compte que la distance entre le point analysé et les observations et réduit itérativement la distance de prise en compte des données observées afin de traiter les différentes échelles. Elle est effectuée jusqu'à cinq fois d'affilée, un contrôle de la validité des données étant réalisé à chaque fois. Plus de détails sont donnés par Etchevers (2000).

L'analyse des quantités de précipitations est faite au pas de temps journalier qui correspond à la fréquence des observations. Contrairement aux autres paramètres atmosphériques analysés, l'ébauche dépend de l'appartenance d'une journée à un type de temps donné (pas de modèles météorologiques). Sept types de temps ont été identifiés à partir d'une climatologie alpine d'une vingtaine d'années. L'analyse fait ensuite correspondre le gradient des précipitations en fonction d'une situation météorologique donnée et de l'altitude pour un massif. En faisant correspondre les résultats de cette analyse aux massifs SAFRAN, on obtient un histogramme par type de temps et par massif donnant la répartition des précipitations par tranche d'altitude. Ainsi, pour chaque journée analysée, cette méthode fournit une ébauche des précipitations pour chaque massif, à partir du type de temps correspondant. Cette ébauche est finalement ajustée à la valeur moyenne des précipitations. SAFRAN utilise ensuite une méthode d'interpolation optimale similaire à celle employée pour les autres paramètres.

L'interpolation horaire (ou tri-horaire) des grandeurs préalablement analysées est faite linéairement à partir des sorties SAFRAN toutes les 6h, à l'exception de la température de surface et des précipitations. Les variations diurnes de températures sont estimées à l'aide d'un modèle de transfert radiatif et d'un terme de rappel à la température d'équilibre. La répartition horaire des précipitations est déterminée à partir de l'humidité spécifique et des temps présent et passé, ainsi que des données radar et pluviométriques disponibles. La limite pluie/neige est estimée à partir de l'altitude correspondante à l'isotherme 0.5° issue de l'analyse de la température. Cette altitude peut être ajustée par les observations de neige et de pluie dans la région concernée. Celles non modifiées par l'ajustement précédent sont éventuellement corrigées en quantité et en phase pour assurer la cohérence avec les valeurs horaires de la température de l'air tout en conservant les précipitations au pas quotidien.

Le bassin est divisé en 249 zones climatiques homogènes (Fig. 3.3a). L'analyse est effectuée sur un versant plat (pas d'influence de la pente), pour des altitudes comprises entre 0 et 4800m. Les observations standards, effectuées quatre fois par jour (à 0h, 6h, 12h et 18h), sont issues d'un réseau synoptique couvrant tout le domaine et composé approximativement de 60 stations. Les précipitations quotidiennes observées proviennent du réseau climatologique d'état composé d'environ 1600 stations de mesures. L'ébauche est fournie par le modèle du centre européen à la résolution de 1.5°. Pour les précipitations, l'analyse par type de temps et par massif n'est pas disponible. Un gradient climatologique moyen pour tout le bassin versant (Etchevers 2000) est alors utilisé. Comme le laisse présager la figure (3.3b), 93% des mailles du bassin se trouvent à moins de 2000m d'altitude alors que l'altitude moyenne du bassin est de 714m. Le maillage régulier sur lequel est implémenté le modèle de surface a une résolution de 64km$^2$, chaque maille étant caractérisée par la position de son centre et par son altitude. Le passage du zonage SAFRAN au maillage régulier se fait par affectation de chaque maille à la zone qui contient son centre. Une interpolation verticale est ensuite effectuée entre les deux tranches de 300m qui cadrent l'altitude de la maille. Lorsque la limite pluie/neige est voisine de l'altitude de la maille, les précipitations de la tranche supérieure sont prises solides alors que celles de la tranche inférieure sont assumées liquides. A l'altitude de la maille on peut donc obtenir à la fois de la pluie et de la neige, ce qui n'est généralement pas le cas de l'analyse SAFRAN originale.

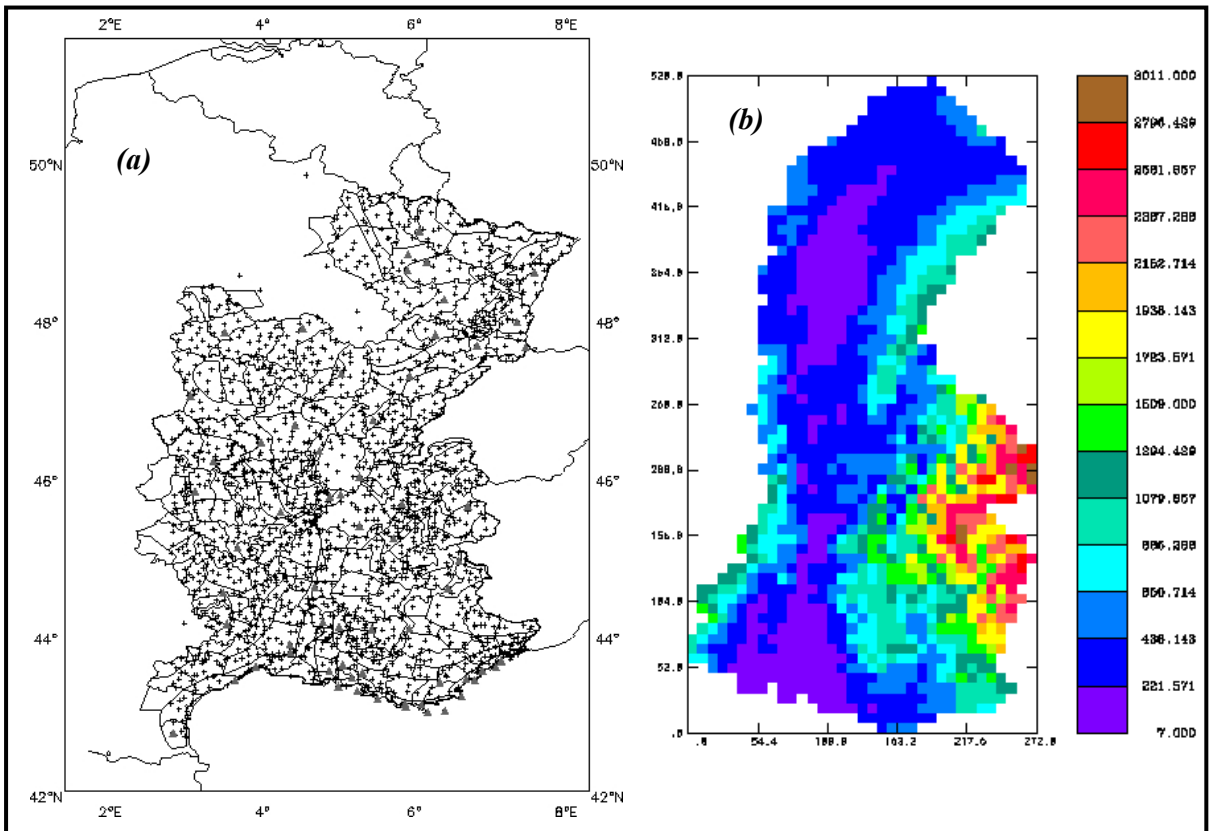



**Figure 3.3 – Le bassin du Rhône vu par SAFRAN. (a)** Postes climatologiques (croix) et postes synoptiques (triangles) répartis sur les 249 massifs utilisés pour l'analyse SAFRAN sur le Rhône. **(b)** Elévation du bassin du Rhône représentée sur le maillage régulier à haute résolution (8km x 8km).

## 3.1.3 - Le modèle hydrologique MODCOU

MODCOU est le modèle hydrologique développé par l'Ecole des Mines de Paris et l'ORSTOM (Girard 1974, Ledoux 1980, Ledoux et al. 1989). C'est un modèle conceptuel distribué travaillant sur des mailles carrées emboîtées, ce qui permet d'avoir une forte résolution sur les zones sensibles (rivières, limites de bassin versant, etc.) et une résolution plus faible par ailleurs (Fig. 3.4a). A l'origine, le modèle MODCOU est un modèle à fonction de production conceptuelle modélisant son propre bilan hydrique, le transfert de l'eau en surface ainsi que le transfert souterrain vers la nappe phréatique et les échanges de celle-ci avec les rivières. ISBA-MODCOU (Fig. 3.4b) résulte du remplacement de la fonction de production conceptuelle modélisant le bilan hydrique par le modèle de surface ISBA, les fonctions de transfert ou de routage de l'eau restant les mêmes. L'introduction du cycle diurne dans le modèle hydrologique permet un couplage avec l'atmosphère grâce au calcul du bilan d'énergie et d'eau.

Pour résoudre les interactions entre la surface et l'atmosphère, ISBA est implémenté toutes les 5 minutes. Le drainage gravitationnel et le ruissellement de surface générés sont ensuite cumulés, puis transférés à MODCOU chaque jour pour la simulation des transferts d'eau en surface et sous terre. Si une nappe est présente, elle est alors alimentée par le drainage alors que le ruissellement de surface est transférée par isochronisme sur le réseau hydrographique de surface. Sinon, le drainage alimente aussi ce dernier. Le système ISBA-MODCOU (Fig. 3.4b) a vu le jour lors de la modélisation hydrologique appliquée au domaine (bassin de l'Adour) de l'expérience HAPEX-MOBILHY (Habets et al. 1999a et b). Ce système a ensuite été appliqué sur le bassin du Rhône sur la période 1981-1994 (Habets et al. 1999c, Etchevers et al. 2001) et de l'Adour-Garonne (Voirin-Morel 2003). Aujourd'hui, il est étendu à l'ensemble de la France. Notons pour finir que ISBA et MODCOU ont été calibrés séparément ce qui permet le couplage de MODCOU avec d'autres modèles de surface.

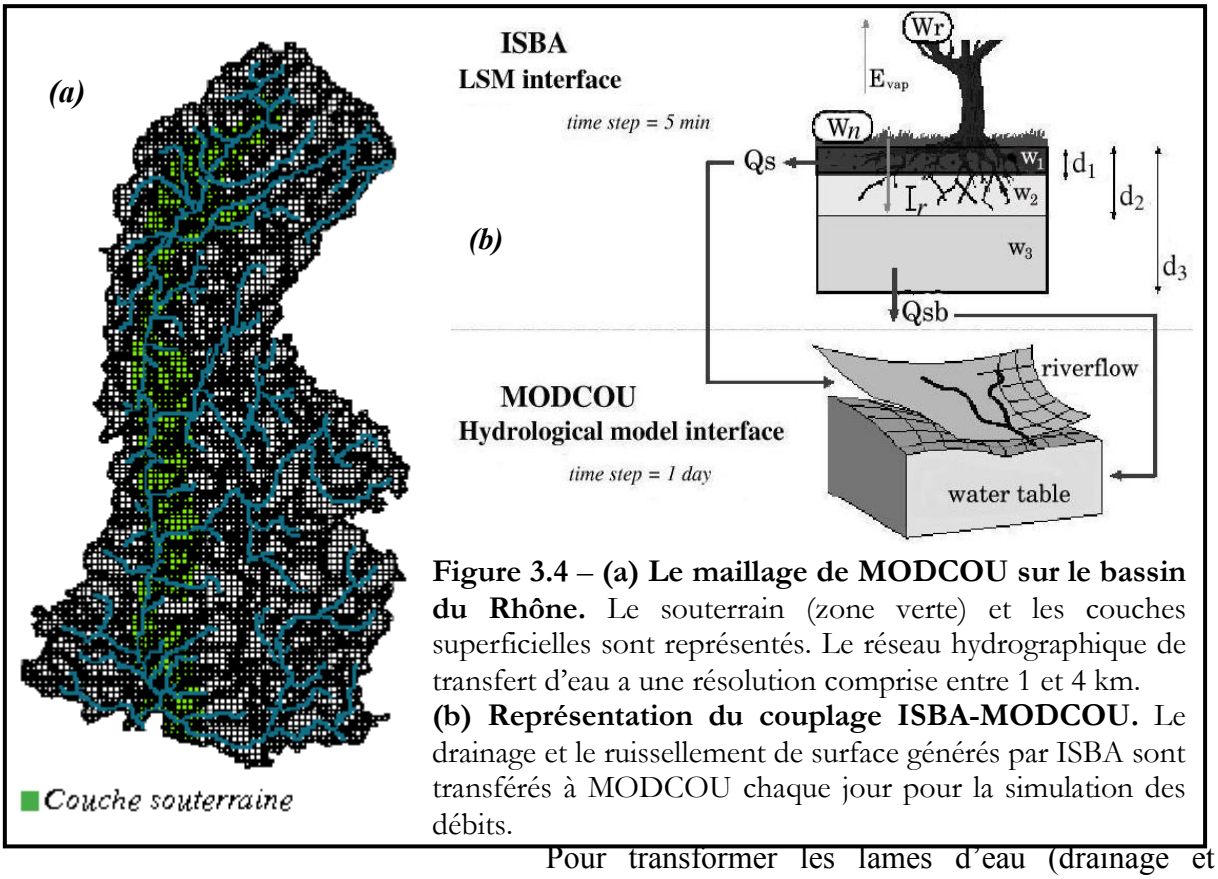



**Figure 3.4 – (a) Le maillage de MODCOU sur le bassin du Rhône.** Le souterrain (zone verte) et les couches superficielles sont représentés. Le réseau hydrographique de transfert d'eau a une résolution comprise entre 1 et 4 km. **(b) Représentation du couplage ISBA-MODCOU.** Le drainage et le ruissellement de surface générés par ISBA sont transférés à MODCOU chaque jour pour la simulation des débits.

Pour transformer les lames d'eau (drainage et

ruissellement de surface) calculées sur chaque maille en débits, il faut transférer l'eau depuis chaque maille jusqu'au réseau hydrographique. Ce transfert s'effectue en deux étapes, le sens d'écoulement de l'eau ayant été au préalable déterminé en fonction de la topographie :

1. Le transport par sous bassin, en d'autres termes le transfert de l'eau de la maille de surface à la maille rivière dans laquelle elle se jette.

2. Le transport par bassin, c'est à dire le transfert de l'eau de la maille rivière à l'exutoire du bassin.

Le concept de base du transfert de l'eau dans MODCOU est l'*isochronisme*, c'est à dire le regroupement par zone des mailles ayant des temps de transfert à l'exutoire égaux. Pour déterminer ces zones isochrones, un temps de transfert relatif entre chaque maille du bassin étudié et son exutoire est calculé. Celui-ci représente la somme des temps de transfert relatifs entre deux mailles successives situées sur le réseau de drainage, depuis la maille de départ jusqu'à l'exutoire, en passant par la rivière. Ce temps de transfert relatif est ensuite multiplié par le temps de concentration du bassin étudié pour obtenir un temps de transfert absolu en jours. Ce temps de concentration est calibré à partir des observations de débits.

Le calcul du volume d'eau transféré de la maille de surface à la maille de rivière se fait au niveau de la maille rivière. Il s'agit de faire la somme des lames d'eau ruisselées sur chaque maille du sous bassin versant et de tenir compte du décalage temporel dû au transfert de l'eau (entre un et trois jours sur le Rhône). Le calcul du volume d'eau transféré de la maille rivière à l'exutoire se fait de bief en bief, un bief représentant l'ensemble des mailles rivières appartenant à la même zone isochrone. Le temps de concentration intervient aussi dans cette répartition en bief. C'est ainsi que la rivière est découpée en tronçons. Chaque bief est doté d'un coefficient de vidange. Ainsi, le bief qui est en amont ne transmet au bief aval qu'une partie de son volume d'eau. Ce volume d'eau est alors réparti sur les différentes mailles du bief, pour les échanges nappe-rivière entre autres. Cette répartition est proportionnelle à la longueur de la maille rivière. Elle est aussi inversement proportionnelle à son coefficient de vidange et au stock d'eau du pas de temps précédent des mailles rivières en amont de la maille considérée.

Dans les zones saturées, l'évolution temporelle de la charge hydraulique est régie par une équation de diffusion. En supposant que les transferts soient essentiellement horizontaux on obtient une équation simplifiée. L'évolution temporelle de la charge hydraulique est alors fonction de l'intégrale de la perméabilité sur l'épaisseur de la nappe, d'un coefficient d'emmagasinement et des débits prélevés par unité de surface. Ces quantités sont considérées comme constantes à l'intérieur de chaque maille. Ceci permet de calculer l'évolution temporelle du niveau de la nappe phréatique qui change principalement en fonction des quantités d'eau drainées par le sol.

En ce qui concerne les volumes d'eau parvenant à la rivière, et issus de la nappe lorsqu'il y en a une, il faut distinguer deux cas. Le premier concerne une nappe saturée (dont le niveau est en contact avec le lit de la rivière) où la quantité d'eau échangée est fonction d'un coefficient de transfert assimilable à une transmissivité verticale. Il est soit positive si la nappe donne de l'eau à la rivière, soit négative dans le cas contraire (la rivière perd de l'eau au profit de la nappe). Dans ce cas, les échanges sont limités par un débit limite calibré qui, s'il est nul, empêche la transmission d'eau de la rivière vers la nappe. Le second cas est celui d'une nappe non saturée (isolée du lit de la rivière) où les échanges rivière-nappes sont constants et égaux à un débit limite calibré.

# 3.2 - Le système de modélisation à l'échelle globale

Le système de modélisation à l'échelle globale utilisé durant cette thèse est issu de notre participation au projet GSWP-2. Comme sur le Rhône, ce système est pourvu de trois éléments distincts. GSWP-2 fournit le forçage atmosphérique. Il propose une ré-analyse produite au COLA (Center for Ocean-Land-Atmosphére Studies) et basée sur les ré-analyses NCEP/DOE pour le compte du projet ISLSCP-II. Cette ré-analyse est quasi-similaire aux ré-analyses NCEP/NCAR mais tient compte des biais systématiques de ces dernières. Le forçage atmosphérique est fournit à la résolution de 1° x 1°, au pas de temps de 3h et sur une période de treize ans et demi (Juillet 1982 à Décembre 1995). Les trois premières années et demie correspondent à la période de spin-up. Les échanges de surface sont gérés par le modèle ISBA. Finalement, la simulation du débit des fleuves est traitée par le modèle global de routage TRIP, le ruissellement total simulé en chaque point du globe étant au préalable fourni par ISBA.

## 3.2.1 - L'analyse fournie par GSWP-2

Obtenir un forçage atmosphérique d'une qualité acceptable pour des simulations hydrologiques à l'échelle globale n'est pas chose aisée. L'état atmosphérique de base est fourni par le modèle de climat NCAR du NCEP et les ré-analyses NCEP/DOE. Comme ces ré-analyses contiennent quelques erreurs systématiques comparées aux observations extérieures, les données météorologiques fournies par ISLSCP-II ne sont pas optimales pour des simulations hydrologiques globales. Des corrections des biais systématiques ont été faites par hybridation de l'analyse tri-horaire avec des observations globales à une résolution temporelle inférieure. Dans certains cas, les données observées appropriées n'existent pas et ainsi la ré-analyse NCEP/DOE originale (sans correction) est utilisée (Zhao et Dirmeyer 2003).

Le forçage radiatif est directement issu des données SRB (Surface Radiation Budget) tri-horaires produite par la NASA sauf pour la période de spin up. Dans la plupart des cas, les données d'observation sont disponibles globalement, mais pas à la résolution temporelle requise pour résoudre le cycle journalier. C'est pourquoi des données observées, fournies par ISLSCP-II, ont été combinées avec les ré-analyses (Table 3.1). Leur résolution temporelle est en général mensuelle, les rendant idéales pour un procédé d'hybridation. Ainsi, les moyens mensuels des produits hybrides sont identiques à des données observées, mais les ré-analyses imprègnent leurs signatures de cycle journalier et de variabilité synoptique sur le produit hybride.

| ***Variables atmosphériques*** | ***Sources et Observations*** | ***Temps*** |
|---|---|---|
| Précipitations liquides<br>Précipitations solides | NCEP/DOE avec GPCC et GPCP (CRU pour le spin-up) | 3 heures |
| Rayonnement solaire<br>Rayonnement atmosphérique | SRB (NCEP/DOE pour la période de spin-up) | 3 heures |
| Température de l'air à 2m d'altitude | NCEP/DOE avec CRU | 3 heures |
| Vitesse horizontale du vent à 10m d'altitude | NCEP/DOE | 3 heures |
| Humidité spécifique de l'air à 2m d'altitude | NCEP/DOE | 3 heures |
| Pression atmosphérique à la surface | NCEP/DOE avec CRU | 3 heures |

**Table 3.1 – Sources utilisées dans la ré-analyse du forçage atmosphérique effectué par GSWP-2.** Les différents sigles sont donnés dans le texte.

Plusieurs produits hybrides ou non de précipitations sont fournis par GSWP-2. Dans le procédé d'hybridation, les erreurs systématiques des précipitations tri-horaire issues des ré-analyses, $P^{3h}_{NCEP}$, sont simplement éliminées par l'intermédiaire d'un facteur multiplicatif qui est basé sur le rapport entre les précipitations mensuelles observées, $P^{m}_{obs}$, et issues des ré-analyses, $P^{m}_{NCEP}$ :

$$P^{3h}_{hybride} = P^{3h}_{NCEP}\, P^{m}_{obs} \big/ P^{m}_{NCEP} \tag{3.1}$$

où $P^{3h}_{hybride}$ sont les précipitations tri-horaires hybrides ajustées en fonction des observations mensuelles. Plusieurs bases de données observées sont disponibles dans ISLSCP-II. Celle du GPCC (Global Precipitation Climatology Center) est utilisé pour la période de validation (1986-1995) et celle du CRU (Climate Research Unit) pour la période de spin-up. Ce choix est dû au nombre de stations plus élevé dans les analyses GPCC que dans celles du CRU.

Pour la simulation de base, appelée B0, ces précipitations hybrides sont mélangées avec d'autres d'observations et réajustées par des corrections empiriques afin de fournir les précipitations de base GSWP-2, $P^{3h}_{GSWP}$ (B0). Premièrement, des corrections de vent sont appliquées sur ces précipitations hybrides (Zhao et Dirmeyer 2003) où le vent est directement issu des ré-analyses NCEP/DOE. Ensuite, dans les régions où la densité de stations GPCC est faible (Fig. 3.5), ces précipitations corrigées, $P^{3h}_{wind}$ sont combinées avec des précipitations hybrides, $P^{3h}_{hybride-GPCP}$, ajustées en fonction des observations satellitaires issues du GPCP (Global Precipitation Climatology Project) :

$$P^{3h}_{GSWP} = aP^{3h}_{wind} + (1-a)P^{3h}_{hybride-GPCP}$$

$$avec \quad \begin{cases} a = 1.0 & \forall densité\ des\ stations \geq 2 \\ a = 0.5 & \forall densité\ des\ stations = 1 \\ a = 0.0 & \forall densité\ des\ stations = 0 \end{cases} \tag{3.2}$$

Finalement, la partition des précipitations totales entre précipitations solides et liquides est évaluée, comme dans les ré-analyses NCEP/DOE, à chaque pas de temps du modèle de climat et en fonction de la température de l'air à la pression de 850hPa. Si cette température est inférieure ou égale à 0°C alors la neige est préférée à la pluie et inversement. Cette partition n'est basée que sur l'état du modèle utilisé par les ré-analyses NCEP/DOE et ne tient pas compte des températures de l'air observées.

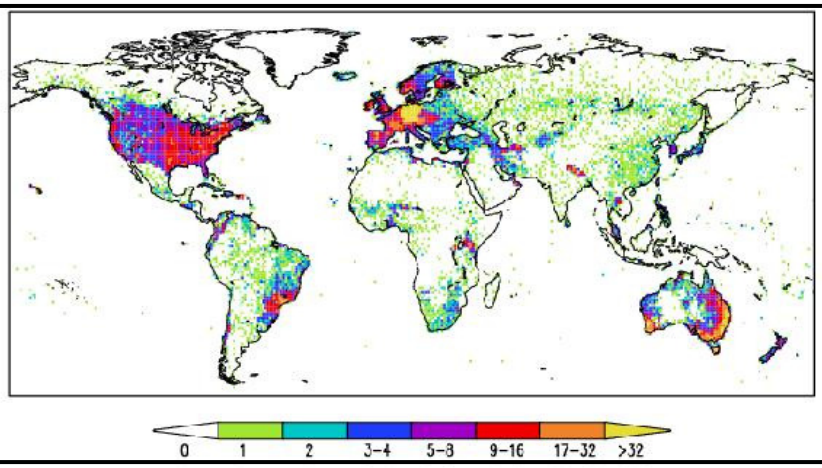



**Figure 3.5 – Le nombre moyen de stations GPCC d'observation des précipitations dans chaque maille de 1° x 1° sur la période 1986-1995.** Les réseaux les plus denses se situent en Amérique du Nord, en Europe et sur les côtes australiennes et brésiliennes.

La température de l'air à deux mètres est corrigée à partir de la climatologie mensuelle observée du CRU, ajustée en fonction de l'altitude. La pression de surface, issue des ré-analyses NCEP/DOE, est aussi corrigée en fonction de l'altitude. L'humidité de l'air est ajustée en tenant compte des corrections de température et de pression. Les radiations solaires issues des données SRB sont hybridées avec les ré-analyses NCEP/DOE lorsque des points de grille sont manquants. Le vent est directement donné par les ré-analyses. Pour plus de détail voir Zhao et Dirmeyer (2003).

### 3.2.2 - Le modèle de routage TRIP

TRIP n'est pas issu de la recherche interne du CNRM puisqu'il a été développé à l'université de Tokyo au Japon par Oki et Sud (1998). Le couplage de TRIP avec ISBA a tout d'abord été validé en mode forcé (Chapelon et al. 2002) avant d'être incorporé dans ARPEGE-OPA où son but premier est de fournir des flux d'eau douce « réalistes » aux embouchures des grands bassins fluviaux pour le modèle d'océan. De plus il permet maintenant de valider le cycle hydrologique global simulé grâce à la comparaison avec des climatologies de débits observés sur tous les continents. Finalement, il semble rendre possible les études futures portant sur la prévision saisonnière des débits et la réponse des fleuves au réchauffement climatique global. TRIP est un modèle de routage simple. Il a été utilisé une première fois lors de GSWP-1 (Oki et al. 1999). Tous les ruissellements simulés par les modèles de surface participant à ce projet ont été routés dans le but d'en valider les débits mais aussi de quantifier et de déterminer les causes d'incertitude agissant sur les modélisations hydrologiques.

Le réseau de rivières et de fleuves, calculé à l'aide de méthodes automatisées ainci que de corrections manuelles, n'est disponible qu'à la résolution de 1°x1° (Fig. 3.6) ou de 0.5°x0.5°.

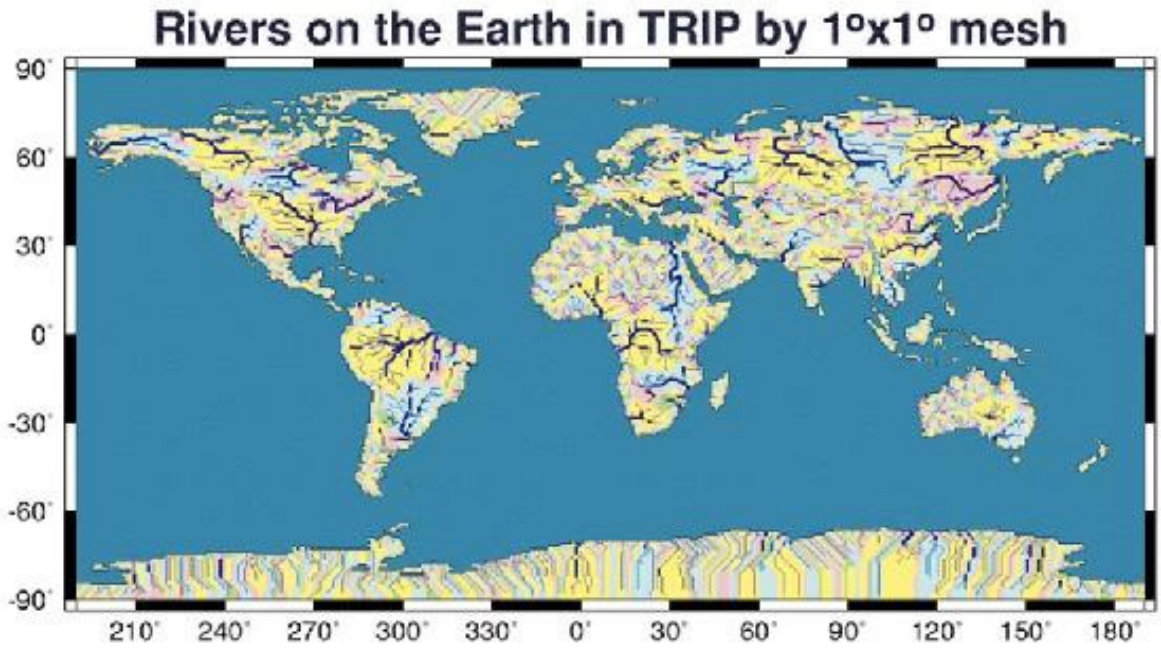



**Figure 3.6 – Représentation du maillage de TRIP à l'échelle globale et à la résolution de 1°x1°**. Seuls les cours des fleuves majeurs, apparaissant avec des lignes épaisses, sont représentés. D'après Oki et Sud (1998).

Les mailles de TRIP définissent l'aire de drainage où ISBA a calculé au préalable le ruissellement total. Les comparaisons entre les aires de drainage simulées par TRIP et celles observées en amont de 250 stations d'observation des débits montrent seulement une erreur absolue de $\pm 20\%$ (Fig. 3.7) et une erreur moyenne de 5% sur tout le globe.

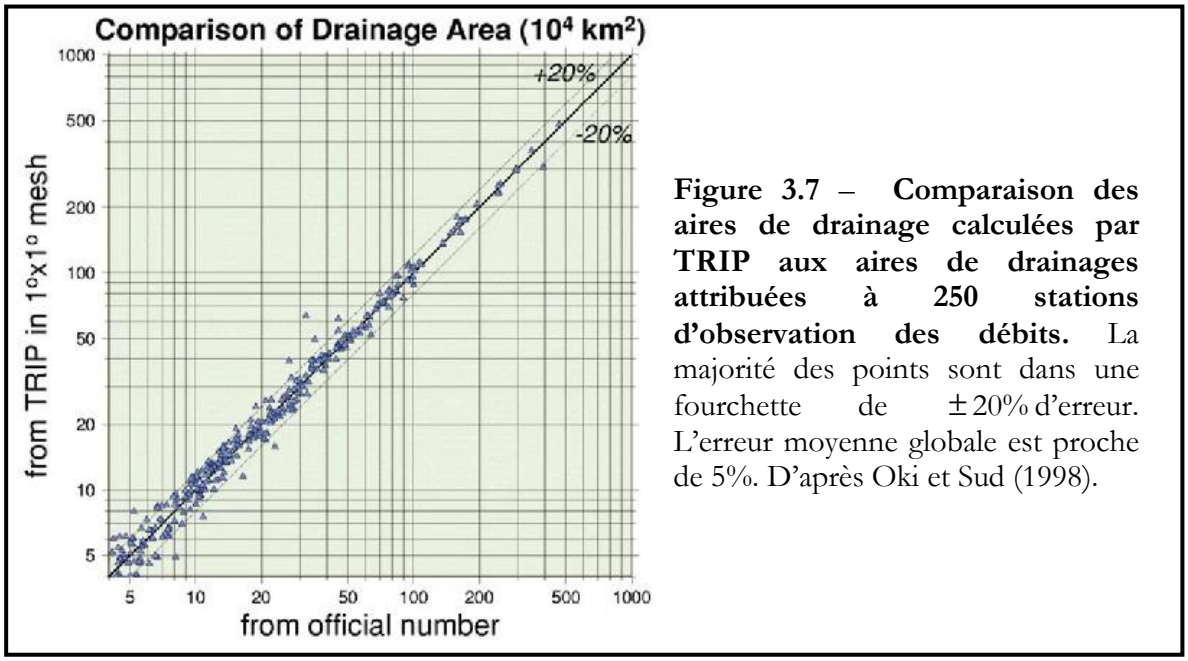



**Figure 3.7 – Comparaison des aires de drainage calculées par TRIP aux aires de drainages attribuées à 250 stations d'observation des débits.** La majorité des points sont dans une fourchette de $\pm 20\%$ d'erreur. L'erreur moyenne globale est proche de 5%. D'après Oki et Sud (1998).

TRIP est un modèle de routage linéaire à base physique simplifiée. Il est fondé sur une seule équation bilan qui représente l'évolution temporelle de la masse d'eau, $S$ (kg), stockée dans chaque maille du réseau hydrologique :

$$\frac{\partial S}{\partial t} = Q_{in} - Q_{out} \tag{3.3}$$

où $Q_{out}$ (kg.s$^{-1}$) représente le flux de masse sortant de la maille et $Q_{in}$ (kg.s$^{-1}$) le flux de masse entrant. Ce dernier est la somme du flux de masse sortant des mailles amont adjacentes et du ruissellement total simulé par ISBA multiplié par la surface de la maille TRIP. Le flux de masse sortant est estimé proportionnellement à la masse d'eau stockée. Il est fonction de la vitesse d'écoulement, $v$ (m.s$^{-1}$), et de la longueur du segment de rivière, $L$ (m), dans la maille comme suit :

$$Q_{out} = \frac{v}{L} S \tag{3.4}$$

La vitesse d'écoulement, égale à 0.5m.s$^{-1}$, est uniforme sur l'ensemble du globe. Les segments de rivière représentent la distance géographique entre chaque maille adjacente multipliée par un coefficient de méandrement lui aussi uniforme et égal à 1.4. L'hypothèse sous-entendue est qu'à faible résolution, les méandres des fleuves ne sont pas pris en compte lorsque l'on calcule la longueur des segments de rivière.

# 3.3 - Le Forçage atmosphérique

Nous présentons ici les grandes lignes et caractéristiques des forçages atmosphériques utilisés pour la validation d'ISBA à l'échelle régionale et globale.

## 3.3.1 - Sur le bassin du Rhône

A la base, le forçage atmosphérique est disponible sur une période de 17 années (1981-1998). Cependant, seulement quatre années seront employées dans cette étude conformément à la base de données Rhône-AGG. Ces années particulières ont été choisies afin de garder une cohérence avec les bases de données GSWP-1 et GSWP-2 (Dirmeyer et al. 1999, 2002). Le début et la fin des simulations ont lieu pendant l'été du fait de l'importance d'une bonne initialisation de la couverture de neige dans les régions montagneuses. Quatre années de forçage sont donc fournies par SAFRAN sur la période allant du 1er août 1985 au 31 juillet 1989. Toutes les variables du forçage atmosphérique sont disponibles au pas de 3h. Les précipitations et le vent connaissent les plus grosses variabilités interannuelles. Les précipitations les plus importantes se produisent aux inter-saisons (avril/mars et septembre/octobre). Le contraste entre hiver et été est assez fort ce qui parait logique pour un bassin de zone tempérée (Fig. 3.8).

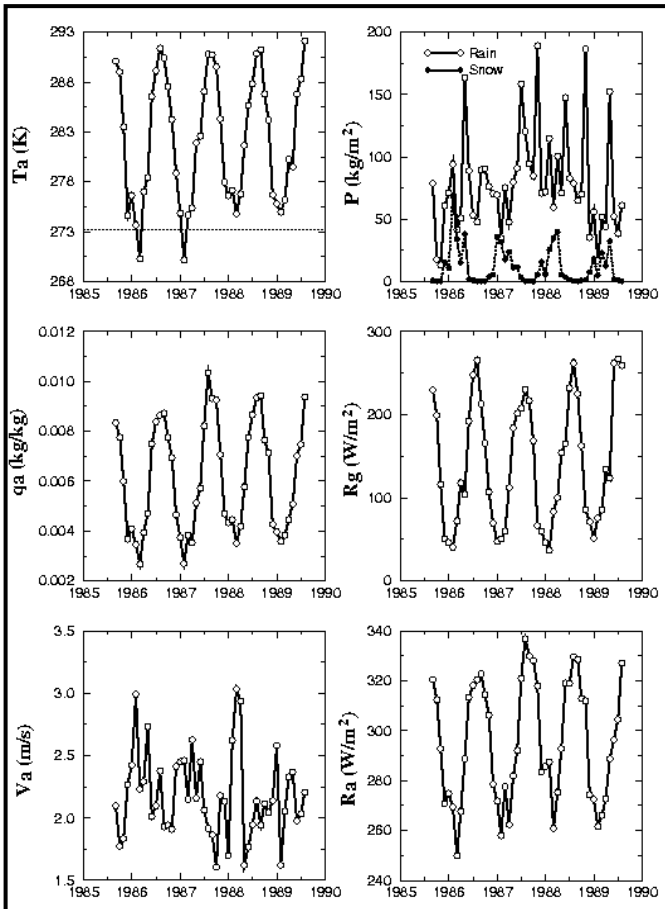



**Figure 3.8 – Chroniques des variables atmosphériques moyennes mensuelles sur le bassin du Rhône d'Août 1985 à Juillet 1989.** La température de l'air ($T_a$), les précipitations (P), l'humidité de l'air ($q_a$), les rayonnements solaire ($R_g$) et atmosphérique ($R_a$) et le vent ($V_a$) sont montrés.

Les grands traits décrits précédemment concernent l'ensemble du bassin mais ils sont nuancés localement par le relief et l'influence maritime. On peut distinguer sur la figure 3.9 et 3.10 quatre grands ensembles climatiques homogènes :

- Les zones de relief où la température est généralement basse, le vent, l'humidité de l'air et le rayonnement atmosphérique sont moyens voire faibles et les précipitations neigeuses sont importantes. Les précipitations liquides sont fortes exceptées sur les hautes Alpes.
- Le sud et le sud-est où l'air est chaud et humide, l'ensoleillement est fort et les précipitations sont faibles.
- La partie centrale et le nord du bassin où les températures sont moins élevées, l'air est plus humide, les nuages sont plus fréquents (fort rayonnement atmosphérique) et les précipitations sont moyennes.
- Le nord-est où les températures et le rayonnement sont faibles et les précipitations sont importantes.

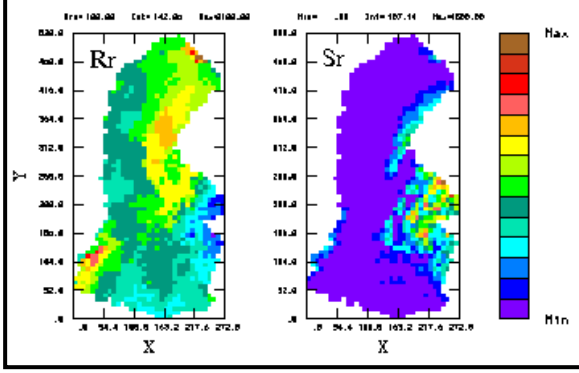



**Figure 3.9 - La moyenne sur les quatre années des précipitations de la base de données Rhône-AGG**. Les précipitations liquides ($R_r$ de 100 à 2100kg.m$^{-2}$ avec un intervalle de 143kg.m$^{-2}$) et solides ($S_r$ de 0 à 1500kg.m$^{-2}$ avec un intervalle de 107kg.m$^{-2}$)

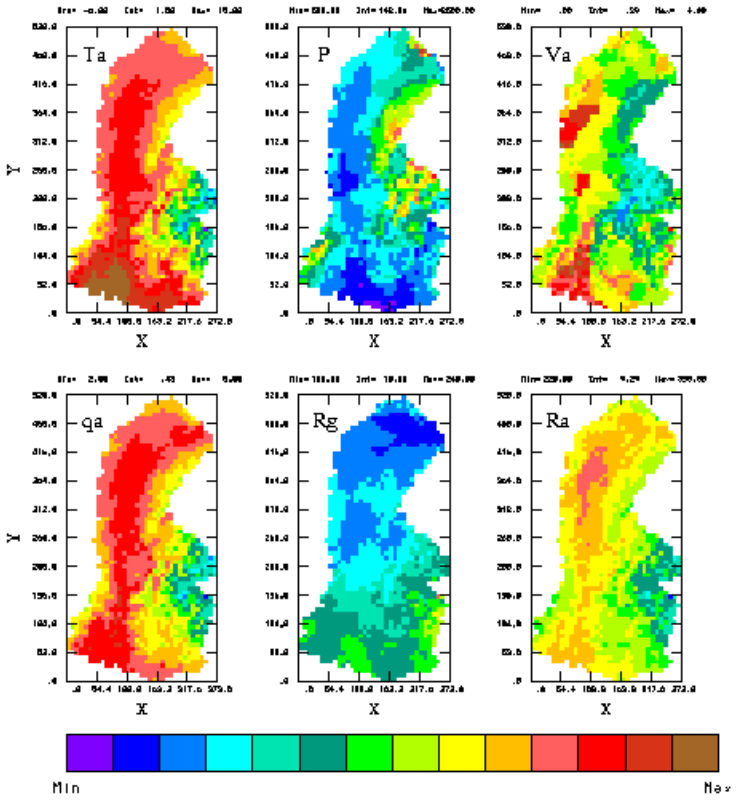



**Figure 3.10 - La moyenne sur les quatre années des variables atmosphériques de la base de données Rhône-AGG :** la température de l'air ($T_a$ de -6 à 15°C avec un intervalle de 1.5°C), les précipitations totales (P de 500 à 2500kg.m$^{-2}$ avec un intervalle de 143kg.m$^{-2}$), le vent ($V_a$ de 0 à 4 m.s$^{-1}$ avec un intervalle de 0.29m.s$^{-1}$), l'humidité spécifique de l'air ($q_a$ de 2 à 8g.kg$^{-1}$ avec un intervalle de 0.43g.kg$^{-1}$) et les rayonnements solaire ( $R_g$ de 100 à 240W.m$^{-2}$ avec un intervalle de 10W.m$^{-2}$) et atmosphérique ($R_a$ de 220 à 350W.m$^{-2}$ avec un intervalle de 9.3W.m$^{-2}$).

## 3.3.2 - A l'échelle globale

Pour la validation d'ISBA, les précipitations utilisées ne sont pas celles fournies pour la simulation de base GSWP-2, $P_{GSWP}^{3h}$, mais seulement celles hybridées à partir des observations GPCC, $P_{hybride}^{3h}$. Ce choix a été motivé par deux expériences de sensibilité menées en parallèles sur le bassin du Rhône et à l'échelle globale. Ces expériences feront l'objet du sixième chapitre de cette thèse.

Le nombre moyen de stations sur la période de validations (Fig. 3.5) montrent que ces corrections sont surtout effectives sur l'Amérique du Nord, sur l'Europe et sur les côtes australiennes et brésiliennes. Aux hautes latitudes ces observations se font moins denses ce qui peut pénaliser la bonne restitution de la neige qui est dominante dans ces régions. Dans l'ensemble, le forçage atmosphérique est assez cohérent (Fig.3.11). Aux hautes latitudes, l'air est frais et sec, le rayonnement faible et les précipitations solides intenses. Sous les tropiques, l'atmosphère est humide et chaude, le rayonnement important et les pluies très intenses. Logiquement, les zones tempérées montrent un état atmosphérique plus hétérogène.

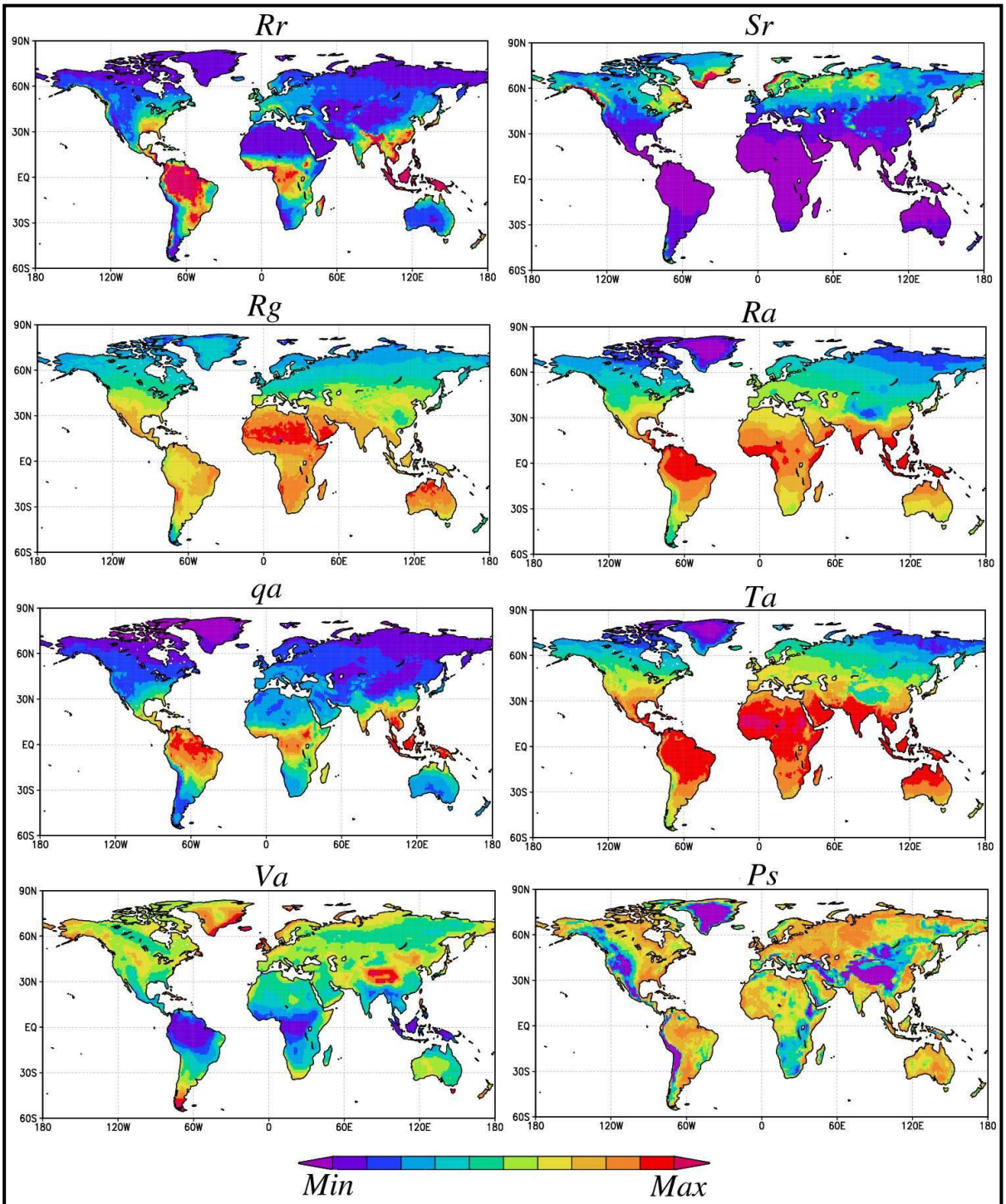



**Figure 3.11 - La moyenne sur les dix années (1986-1995) des variables atmosphériques fournies par GSWP-2 :** Les précipitations liquides ( $R_r$ de 0 à 5mm.jr$^{-1}$ avec un intervalle de 0.5mm.jr$^{-1}$) et solides ( $S_r$ de 0 à 1.5mm.jr$^{-1}$ avec un intervalle de 0.15mm.jr$^{-1}$), les rayonnements solaire ( $R_g$ de 25 à 275W.m$^{-2}$ avec un intervalle de 25W.m$^{-2}$) et atmosphérique ($R_a$ de 175 à 425W.m$^{-2}$ avec un intervalle de 25W.m$^{-2}$), l'humidité spécifique de l'air ($q_a$ de 2 à 22g.kg$^{-1}$ avec un intervalle de 2g.kg$^{-1}$), la température de l'air ($T_a$ de -25 à 25°C avec un intervalle de 5°C), le vent ($V_a$ de 1 à 8.5 m.s$^{-1}$ avec un intervalle de 0.75m.s$^{-1}$) et la pression de surface ($P_s$ de 800 à 1050Pa avec un intervalle de 25Pa).

# 3.4 - Paramètres de sol et de végétation

### 3.4.1 - Sur le bassin du Rhône

Les données de sol et de végétation sont disponibles à la même résolution spatiale que le forçage atmosphérique. La gamme et la valeur moyenne sur le bassin de chaque paramètre de surface sont données dans le tableau 3.2. Les paramètres hydrauliques sont calculés en utilisant les textures des sols. Les propriétés de texture du sol (fractions de sable et d'argile, Fig. 3.12) sont issues des types de sol fournis par la base de données de l'INRA (King et al. 1995). Le pourcentage d'argile est assez homogène sur l'ensemble du domaine (~20%). Celui du sable est plus variable avec la topographie, de 25% dans les plaines alluviales de la Saône et du Rhône à 70% dans certaines parties des Cévennes.

| Variables | Symboles | Moyennes | Gamme | Unités |
|---|---|---|---|---|
| Profondeur superficielle | $d_1$ | 0.01 | - | m |
| Profondeur racinaire | $d_2$ | 1.54 | (2.00, 1.00) | m |
| Profondeur totale | $d_3$ | 2.25 | (3.00, 1.00) | m |
| Fraction d'argile | $X_{clay}$ | 0.22 | (0.47, 0.04) | - |
| Fraction de sable | $X_{sand}$ | 0.31 | (0.89, 0.07) | - |
| Porosité | $w_{sat}$ | 0.46 | (0.49, 0.40) | $m^3\ m^{-3}$ |
| Capacité au champ | $w_{fc}$ | 0.23 | (0.34, 0.15) | $m^3\ m^{-3}$ |
| Point de flétrissement | $w_{wilt}$ | 0.17 | (0.26, 0.07) | $m^3\ m^{-3}$ |
| Conductivité hydraulique à saturation | $k_{sat,c}$ | 6.75 | (181, 1.31) | $\times 10^{-6}$ m $s^{-1}$ |
| Potentiel hydrique a saturation | $\psi_{sat}$ | -0.39 | (-0.61, -0.11) | m |
| Pente de la courbe de rétention d'eau | $b$ | 6.43 | (9.94, 4.05) | - |
| Albédo | $\alpha$ | 0.17 | (0.20, 0.15) | - |
| Résistance stomatique minimale | $R_{s\ min}$ | 74.91 | (150, 40.0) | s $m^{-1}$ |
| Indice foliaire - mensuel | $LAI$ | 1.93 | (4.00, 0.00) | $m^2\ m^{-2}$ |
| Hauteur de rugosité - mensuel | $z_0$ | 0.29 | (1.00, 0.01) | m |
| Fraction de végétation - mensuel | $veg$ | 0.58 | (0.91, 0.00) | - |

**Table 3.2 – Valeurs des paramètres de surface moyennés sur tout le bassin du Rhône.** Les valeurs des paramètres hydrologiques calculées avec les régressions de Noilhan et Lacarrère (1995) sont montrées. La moyenne spatio-temporelle est également indiquée pour les paramètres portant la notation « -mensuel ».

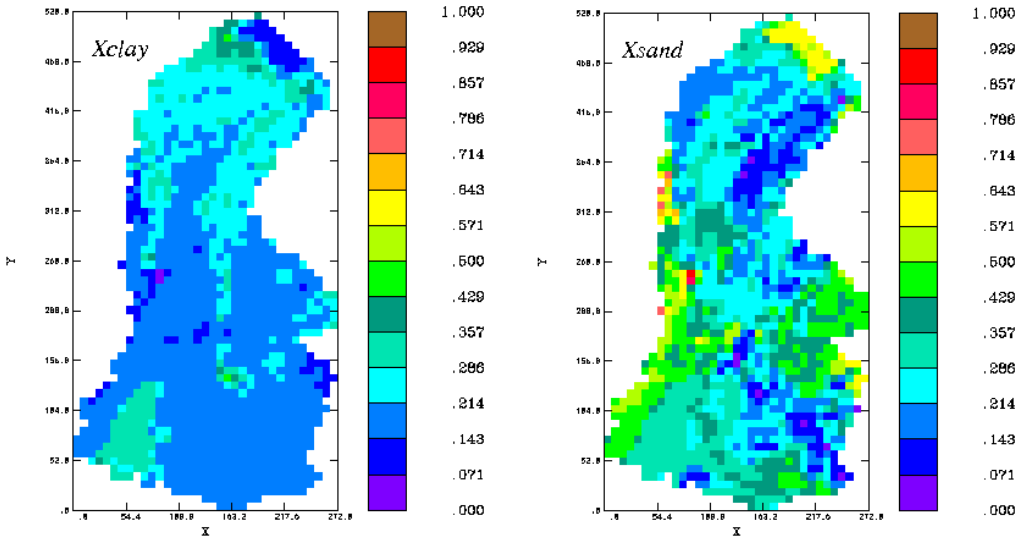



**Figure 3.12 – Fraction d'argile ($X_{clay}$) et de sable ($X_{sand}$) sur le bassin du Rhône**

Les paramètres de végétation sont définis en utilisant une carte de végétation fournie par la base de données CORINE Land Cover Archive (Giordano et al. 1990) et des archives satellites sur l'Europe de deux années basées sur les indices AVHRR/ NDVI (Champeaux et Legléau, 1995). 10 types de végétation sont considérés (Fig. 3.13), et la couverture partielle relative de chaque type dans chaque maille est employée pour déterminer les valeurs moyennes des paramètres de végétation au sein des mailles de 8km x 8km (Table 3.3).

Leurs valeurs maximale et minimale sont déterminées pour chaque classe. Ces valeurs sont alors employées avec les observations mensuelles de NDVI pour déterminer l'évolution de la longueur de rugosité ($z_0$), de la fraction de végétation (*Veg*) et de l'indice foliaire (*LAI*). Des types de surface semblables (tels les Céréales A et B) peuvent avoir différentes évolutions temporelles dues aux différences dans l'indice NDVI observé. Le même cycle annuel pour ces paramètres est appliqué à chaque année de simulation (Habets et al. 1999c et Etchevers et al. 2001).

| Type | Description | $R_{s\,min}$ | $\alpha$ | $d_2$ | $d_3$ | $\overline{LAI}$ | $\overline{Veg}$ | $\overline{z_0}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Culture A | 40 | 0.20 | 1.5 | 2.0 | 2.33 | 0.71 | 0.05 |
| 2 | Cult. méditerranéennes | 40 | 0.20 | 1.5 | 2.0 | 0.58 | 0.29 | 0.02 |
| 3 | Céréales A | 40 | 0.20 | 1.5 | 2.0 | 1.79 | 0.55 | 0.04 |
| 4 | Culture B | 40 | 0.20 | 1.5 | 2.0 | 1.67 | 0.60 | 0.04 |
| 5 | Céréales B | 40 | 0.20 | 1.5 | 2.0 | 1.67 | 0.54 | 0.04 |
| 6 | Cultures et prairies | 40 | 0.17 | 1.0 | 1.5 | 1.92 | 0.65 | 0.05 |
| 7 | Pâturages | 40 | 0.17 | 1.0 | 1.5 | 2.00 | 0.65 | 0.06 |
| 8 | Forêt de conifères | 150 | 0.15 | 2.0 | 3.0 | 2.75 | 0.73 | 1.00 |
| 9 | Roches | - | 0.19 | 0.0 | 1.0 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| 10 | Forêt de feuillus | 150 | 0.15 | 2.0 | 3.0 | 1.63 | 0.48 | 1.00 |

**Table 3.3 - Types et correspondances des paramètres fixes ou mensuels relatifs à la végétation.** La barre dénote la moyenne annuelle pour les paramètres qui varient mensuellement. Les notations des différents paramètres sont données dans le tableau (2.3).

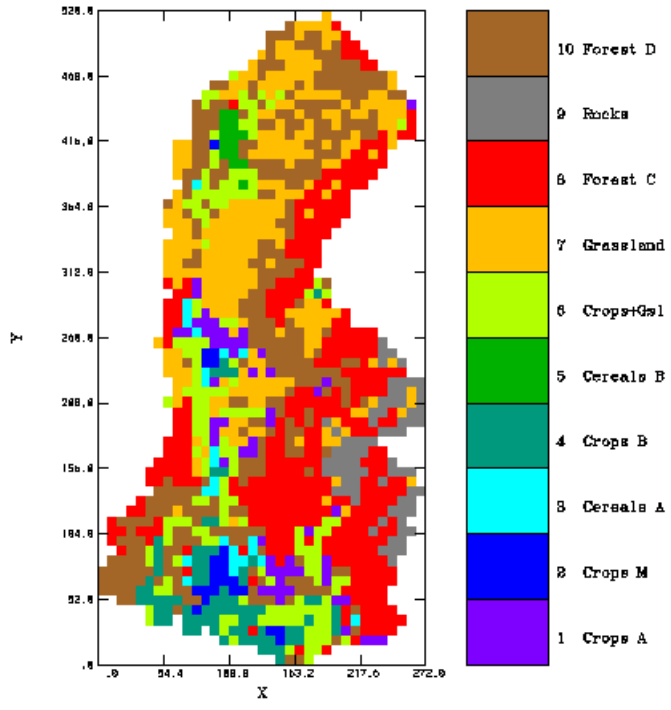



**Figure 3.13 – Types dominants de végétation sur le bassin du Rhône :**

1. Cultures A
2. Cultures méditerranéennes
3. Céréales A
4. Culture B
5. Céréales B
6. Cultures et prairies
7. Pâturages
8. Forêt de conifères
9. Roches
10. Forêt de feuillus

Les différents paramètres relatifs à cette classification et leurs valeurs moyennes sont donnés dans le tableau 3.3

## 3.4.2 - A l'échelle globale

Les paramètres de sol et de végétation sont issus de la base de données ECOCLIMAP (Masson et al. 2003) du CNRM. Ils sont disponibles à la même résolution spatiale que le forçage atmosphérique. Les propriétés de texture du sol (fractions de sable et d'argile, Fig. 3.14) sont issues de la base de données à haute résolution (10km) de la FAO (Food and Agriculture Organisation). Le pourcentage d'argile est assez homogène (~20%). Celui du sable est plus variable, de 20% à 40% dans les plaines alluviales à 80% et plus dans les zones désertiques. Ces fractions n'étant pas répertoriées sur le Groenland, une valeur de 33% pour chaque texture est imposée dans les simulations.

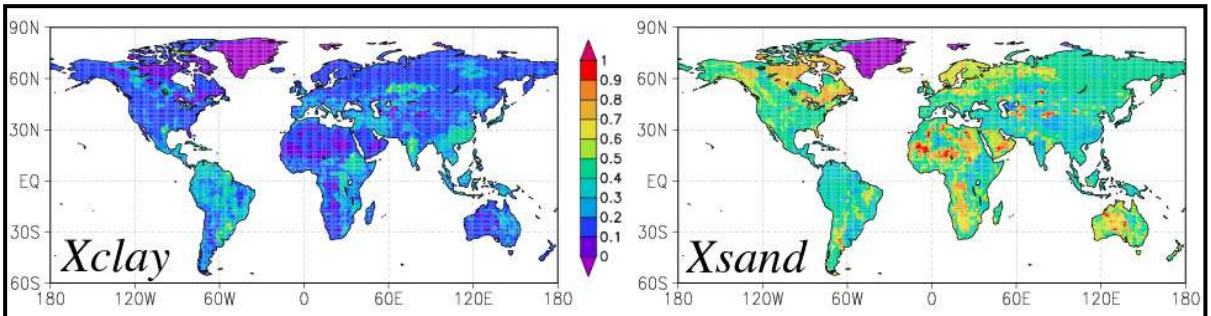



**Figure 3.14 – Fractions d'argile ($X_{clay}$) et de sable ($X_{sand}$) données par ECOCLIMAP.**

Les paramètres de végétation sont définis en utilisant trois cartes de couverture naturelle (Masson et al. 2003). Sur la majeure partie du globe, les types de couvertures sont issus de l'Université du Maryland (Umd) mais les surfaces de neige éternelle ou d'eau libre sont natifs de la base de données IGBP-DIS (International Geosphere-Biosphere Program Data and Information System). Toutes ces informations sont utilisées à 1km de résolution. Sur l'Europe, la base de données CORINE Land Cover Archive a été préférée pour sa résolution encore plus fine (250m). La dynamique des écosystèmes est donnée par des archives satellites d'une année sur le globe (avril 1992 à mars 1993) et sur l'Europe (1997) basées sur les indices AVHRR/NDVI. 12 types de végétation sont considérés (Fig. 3.16) et la couverture partielle relative de chaque type dans chaque maille a été utilisée pour déterminer les valeurs moyennes des paramètres de végétation au sein des mailles (Table 3.4). Les profondeurs de sol (Fig. 3.15) sont souvent issues de la littérature. Par exemple, la profondeur racinaire varie de 2m pour les forêts boréales à 8m pour les forêts équatoriales.

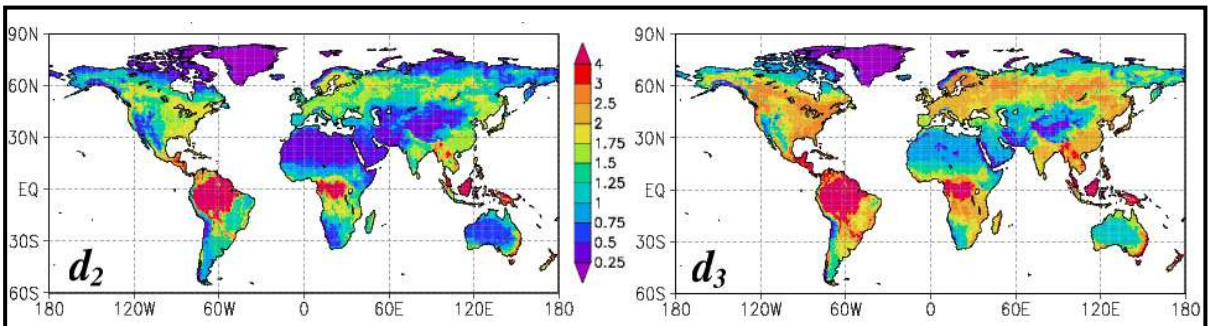



**Figure 3.15 – Profondeurs racinaire ($d_2$) et totale ($d_3$) données par ECOCLIMAP.**

| Type | Description | $R_{s\,min}$ | $\alpha$ | $d_2$ | $d_3$ | $\overline{LAI}$ | $\overline{Veg}$ | $\overline{z_0}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Sol nu | - | 0.28 | 0.5 | 1.0 | - | - | 0.01 |
| 2 | Roches | - | 0.26 | 0.0 | 0.2 | - | - | $10^{-3}$ |
| 3 | Neiges éternelles et glaciers | - | 0.25 | 0.0 | 0.2 | - | - | 0.21 |
| 4 | Forêts à feuilles caduques | 150 | 0.15 | 2.0 | 3.0 | 2.59 | 0.95 | 1.52 |
| 5 | Forêt de conifères | 150 | 0.10 | 2.0 | 3.0 | 2.52 | 0.95 | 1.65 |
| 6 | Forêts à feuilles persistantes | 250 | 0.13 | 5.5 | 6.0 | 4.85 | 0.99 | 3.14 |
| 7 | Céréales C3 | 40 | 0.17 | 1.5 | 2.0 | 1.82 | 0.56 | 0.05 |
| 8 | Céréales C4 | 120 | 0.17 | 1.5 | 2.0 | 2.75 | 0.63 | 0.06 |
| 9 | Céréales irriguées | 120 | 0.18 | 1.5 | 2.0 | 0.00 | 0.67 | 0.05 |
| 10 | Herbacés des zones tempérée et polaire | 40 | 0.20 | 0.9 | 1.4 | 1.08 | 0.95 | 0.02 |
| 11 | Herbacés (tropicales et équatoriales) | 120 | 0.20 | 1.2 | 1.8 | 1.75 | 0.95 | 0.04 |
| 12 | Herbacés marécageuses et irriguées | 40 | 0.15 | 2.0 | 2.1 | 1.24 | 0.95 | 0.03 |

**Table 3.4 - Types et correspondances des paramètres fixes ou mensuels moyen relatifs à la végétation.** Les moyennes spatiales sont effectuées en tenant compte de la fraction d'occurrence de chaque type de végétation dans une maille. Les notations des différents paramètres sont données dans le tableau (3.3).

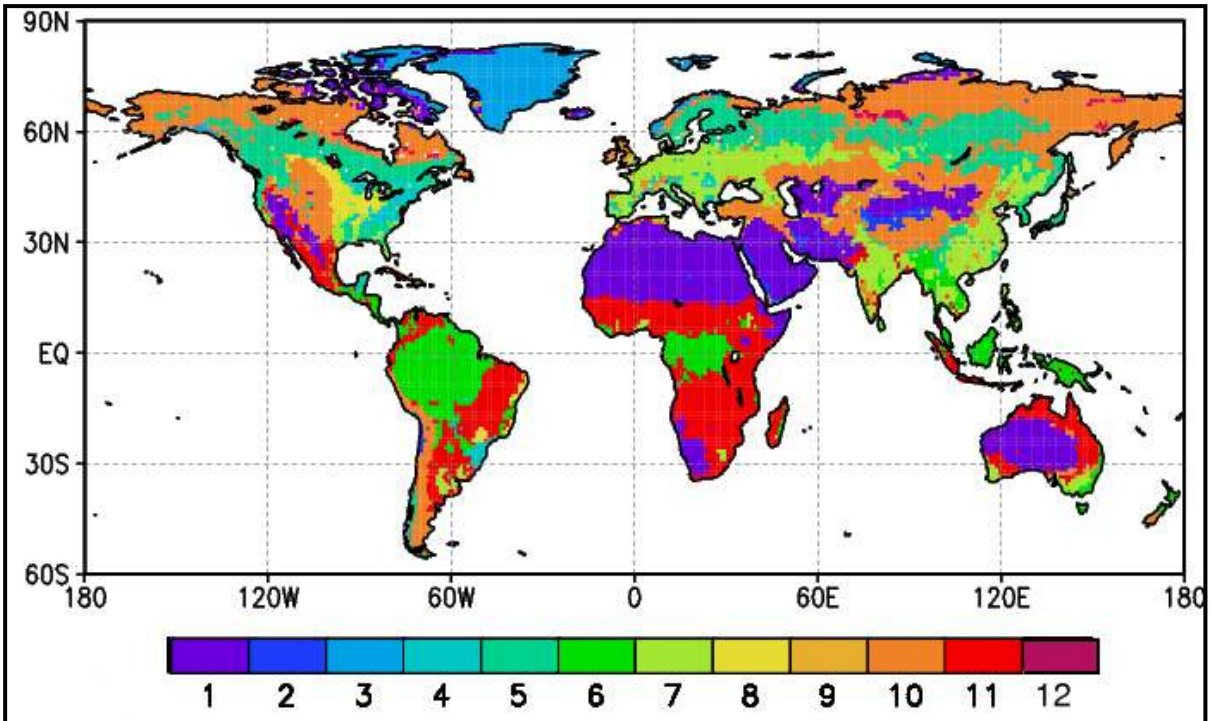



**Figure 3.16 – Types dominants de végétation donnés par ECOCLIMAP :** (1) sol nu, (2) roches, (3) neiges éternelles et glaciers, (4) forêts à feuilles caduques, (5) forêt de conifères, (6) forêts à feuilles persistantes, (7) céréales C3, (8) céréales C4, (9) céréales irriguées, (10) herbacés non irrigués des zones tempérée et polaire, (11) herbacés non irrigués des zones tropicale et équatoriale et (12) herbacés marécageuses et irriguées. Les différents paramètres relatifs à cette classification et leurs valeurs moyennes sont donnés dans le tableau 4.1

# 3.5 - Principe des expériences

## 3.5.1 - Sur le bassin du Rhône

Pour chaque développement testé, ISBA est intégré sur tout le domaine avec un pas de temps de cinq minutes sur quatre cycles annuels consécutifs, la première année étant traitée comme une année de *spin-up*. En effet, pour une bonne initialisation de l'eau du sol et du manteau neigeux, ISBA est implémenté en boucle sur l'année 1985-86 (trois fois). Les résultats sont donc analysés et validés sur les trois dernières années (1er août 1986 au 31 juillet 1989). Les données du forçage atmosphérique sont linéairement interpolées du pas de temps de 3h au pas de temps du modèle, excepté pour les taux de précipitations solides et liquides qui sont pris constants sur tout l'intervalle de 3h. La couverture de neige et le gel du sol sont initialisés à 0 au début de l'année de *spin-up* (1er août 1985). Les températures de surface et du sol sont initialisées à 276.16K et l'eau du sol, pour chacune des couches hydrologiques, est initialisée à $0.32 m^3.m^{-3}$.

Une première expérience consistera à implémenter ISBA sur chacune des 1471 mailles de la grille à haute résolution (Fig. 3.17a). La seconde verra l'intégration d'ISBA sur le maillage à faible résolution (20 mailles de 1°x1°, Fig. 3.17b) où le forçage atmosphérique a été linéairement agrégé. Les paramètres de surface ont été interpolés en utilisant la méthode proposée par Noilhan et Lacarrère (1995) : la résistance stomatique minimale ($R_{smin}$) est agrégée en utilisant une moyenne inverse et la hauteur de rugosité ($z_0$) en utilisant une moyenne exponentielle tandis qu'un simple opérateur linéaire est utilisé pour les textures de sol, les profondeurs et le reste des paramètres de végétation listés dans le tableau 3.2. Le but de ces deux expériences est de :

1. Analyser et valider les bilans d'eau et les débits simulés à haute et/ou faible résolution suite aux divers développements testés au sein du modèle. Les simulations à faible résolution permettent de se rapprocher des échelles spatiales rencontrées lorsque ISBA est couplé avec ARPEGE à l'échelle globale.

2. Valider les bilans d'eau et les débits simulés à faible résolution et analyser l'effet de ces développements sur la sensibilité du modèle lors de l'augmentation de l'échelle spatiale.

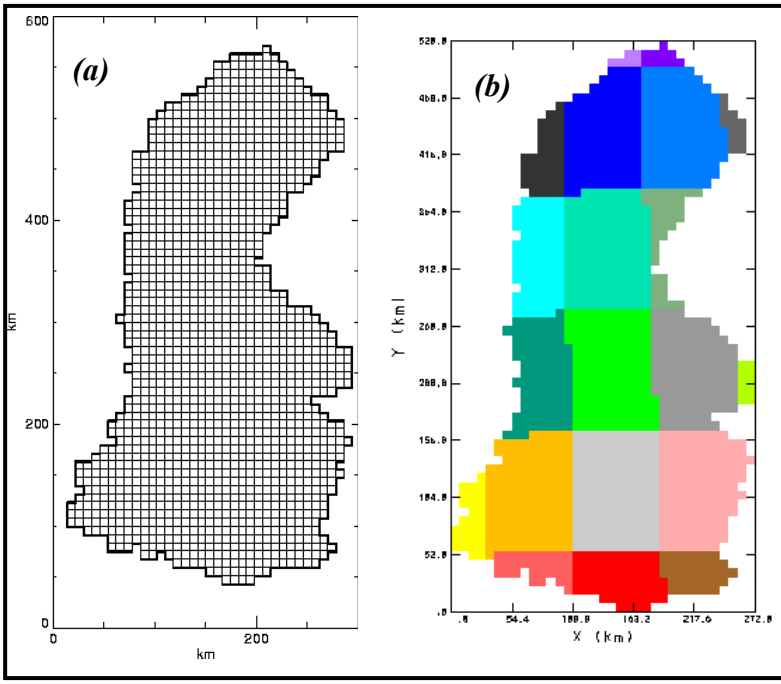



**Figure 3.17 – Les maillages utilisés par le protocole expérimental. (a)** La grille à haute résolution. Elle représente le bassin du Rhône par 1471 mailles de 8km de côtés. **(b)** La grille à faible résolution. Elle est composée de 20 mailles de 1° de côtés qui sont cohérentes avec celles utilisées par GSWP-2.

Tout le ruissellement calculé est employé pour forcer MODCOU. Les débits simulés sont ensuite comparés aux données observées. MODCOU étant intégré sur la grille à haute résolution, le ruissellement simulé à faible résolution est linéairement désagrégé sur le maillage 8km x 8km avant d'être transféré au modèle hydrologique. Les observations employées pour évaluer les simulations se composent des données quotidiennes de débits mesurées sur 88 stations réparties sur tout le bassin. Seuls les sous-bassins ayant une aire de drainage supérieure à 250km² et les stations où l'impact des barrages sur les écoulements reste acceptable sont employés pour la validation (Etchevers et al. 2001, Habets et al. 1999c). Pour certains sous bassins (Isère, Durance ou Bas-Rhône), l'information quantitative sur les barrages n'est pas disponible mais des évaluations de leurs effets sont faites en utilisant les débits observés et les précipitations (seules 7 stations de mesures sur 88 sont dans ce cas). Pour analyser la dynamique des débits simulés, les deux critères statistiques suivant seront le plus souvent utilisés :

- Le *rapport entre les lames d'eau annuelles simulées et observées*, $\overline{Q_{sim}}/\overline{Q_{obs}}$ , permet de juger de la qualité de restitution de la quantité d'eau s'écoulant dans la rivière et donc de la simulation du bilan hydrique à l'échelle du bassin versant.

- L'*efficience* ou *critère de Nash-Sutcliffe* , *Eff*, qui se calcule de la façon suivante :

$$Eff = 1.0 - \frac{\sum_{t=1,N}\left(Q_{sim}(t) - Q_{obs}(t)\right)^2}{\sum_{t=1,N}\left(Q_{obs}(t) - \overline{Q_{obs}}\right)^2} \qquad (3.1)$$

  où N désigne le nombre d'observation de débits quotidiens disponibles, $Q_{obs}(t)$ et $Q_{sim}(t)$ les débits quotidiens observés et simulés. Ce critère rend compte à la fois de la qualité de l'hydrogramme et de la quantité d'eau simulée. Sa valeur donne une information sur la bonne restitution des crues les plus fortes. Son maximum théorique est 1 pour un « hypothétique » model parfait. La simulation est considérée comme bonne au-dessus de 0.7 et acceptable au-dessus de 0.5. Pour une très mauvaise simulation, l'efficience peut être négative. En effet, ces valeurs négatives révèlent un défaut grave de la simulation ou des observations car un modèle très simple (lui aussi théorique), prenant comme valeur constante du débit simulé sa moyenne annuelle observée ( $Q_{sim}(t) = \overline{Q_{obs}}$ , $\forall t$ ), conduit à une efficience nulle.

### 3.5.2 - A l'échelle globale

Comme sur le Rhône, ISBA est intégré au pas de temps de cinq minutes de juillet 1982 à décembre 1995, les trois premières années et demie correspondant au *spin-up*. Les variables atmosphériques sont linéairement interpolées du pas de temps de 3h au pas de temps du modèle alors que la valeur des flux (précipitations et rayonnements) est considérée comme moyenne sur tout l'intervalle de 3h et interpolée en conséquence. La couverture de neige, le gel et l'humidité du sol sont initialisés similairement à l'expérience sur le Rhône. La température du sol est initialisée avec des valeurs fournies par GSWP-2. La validation se fera sur la période 1986-1995. Le modèle TRIP sera seulement intégré sur la grille 1° x 1°. Les observations utilisées à l'échelle globale se composent d'analyse et d'observations d'eau du sol fournis par ERA-40 et la Soil Moisture Data Bank, de débits de fleuves issus de plusieurs bases de données (GRDC, IRD, R-ArticNET, etc.) et des données satellitaires TOPEX-POSEIDON. Pour la comparaison des débits simulés et observés, les mêmes critères statistiques que sur le Rhône seront utilisés. Aucune information quantitative sur les barrages des fleuves n'est disponible à l'échelle globale.

# *Synthèse du chapitre 3*

**Préambule :**

Le protocole expérimental est divisé en deux parties. Premièrement, les développements au sein d'ISBA seront validés sur le bassin du Rhône. Ensuite, nous passerons à l'échelle globale où le projet GSWP-2 nous a fourni un forçage atmosphérique sur l'ensemble du globe.

**Questions/réponses :**

### *1. Quels sont les atouts du système de modélisation du Rhône ?*

Le bassin est caractérisé par une topographie et un climat diversifiés. Ces hétérogénéités constituent une richesse pour l'étude du cycle hydrologique continental. Trois éléments distincts composent le système de modélisation du Rhône. L'analyse SAFRAN détermine le forçage atmosphérique permettant à ISBA de modéliser les bilans d'eau et d'énergie sur le bassin. Le ruissellement total ainsi calculé permet au modèle hydrologique distribué MODCOU de simuler les débits. Le forçage atmosphérique est disponible à haute résolution (8km x 8km). Il en est de même pour les données de sol et de végétation. Les paramètres de sol et de végétation sont issus d'archives de très bonne qualité. L'analyse SAFRAN dispose d'un réseau d'observation dense et montre de bons résultats lorsqu'elle est utilisée pour des simulations hydrologiques (extension du système SAFRAN-ISBA-MODCOU sur toute la France). La bonne simulation des débits de plusieurs modèles de surface lors de Rhône-AGG confirme cette remarque. Il est aussi important de noter que SAFRAN et MODCOU ont été calibré indépendamment d'ISBA.

### *2. Le système de modélisation à l'échelle globale est-il cohérent ?*

Le forçage atmosphérique fourni par GSWP-2 présente l'avantage d'être hybridé avec des observations et ainsi de corriger certains biais systématiques. Néanmoins, les données d'observation analysées n'ont pas la résolution temporelle requise pour résoudre le cycle journalier et font cruellement défaut dans certaines régions du globe, ce qui peut être particulièrement pénalisant pour les champs à forte variabilité spatiale et temporelle tels que les précipitations. Les données de sol et de végétation sont issues de la base de données ECOCLIMAP développée au CNRM. Cette base de données, sur l'Europe, est cohérente avec celle employée sur le bassin du Rhône. Les propriétés de texture du sol sont issues des données à hautes résolutions de la FAO. Finalement, cette base de données est celle employée dans le modèle ARPEGE-CLIMAT et son utilisation pour la validation d'ISBA nous permet de rester cohérent avec la modélisation hydrologique globale du CNRM.

### *3. Le modèle de routage TRIP est-il satisfaisant ?*

TRIP est un modèle de routage simple, si simple que l'on peut se demander si certain processus ne font pas cruellement défaut. Les débits calculés en aval des mailles sont directement proportionnels à la quantité d'eau stockée dans la maille. Cette eau provient du ruissellement total simulé par ISBA sans distinction entre ruissellement de surface et drainage. Or le drainage alimente le plus souvent des réservoirs profonds, tels des nappes, ce qui a tendance à retarder sa contribution aux débits des fleuves de quelques jours à quelques mois. De plus, une vitesse d'écoulement constante semble peu réaliste et on est en droit de se demander si cette hypothèse est réellement acceptable. Finalement, TRIP ne tient pas compte des inondations saisonnières sur certains bassins qui jouent un rôle majeur dans la dynamique des débits mensuels mais aussi dans le bilan d'eau annuel via la ré-infiltration ou l'évaporation directe de l'eau en surface.

# Chapitre 4 - Développements et validation sur le bassin du Rhône

Ce chapitre présente les développements apportés à ISBA et leurs validations à l'échelle régionale. Tout d'abord, nous reviendrons sur l'approche TOPMODEL utilisé dans les modèles de surface pour rendre compte des hétérogénéités spatiales d'humidité des sols et nous discuterons du choix du couplage ISBA-TOPMODEL. Ensuite nous validerons cette approche en insistant sur la comparaison entre les formalismes VIC et TOPMODEL qui servent tout deux à paramétrer le ruissellement de Dunne. De plus, comme nous le verrons, le formalisme de TOPMODEL pose aussi la question des valeurs de la conductivité hydraulique à saturation à la surface des sols et, au-delà, de l'impact de ses hétérogénéités verticales en fonction de la profondeur sur des simulations hydrologiques. Une paramétrisation simple d'un profil exponentiel avec la profondeur de cette conductivité hydraulique à saturation sera donc proposée et validée en utilisant les débits du Rhône mais aussi des observations locales de flux d'énergie et d'humidité des sols. Finalement, la fin de ce chapitre mettra en évidence l'impact que peut avoir la représentation des processus hydrologiques sous maille sur la simulation du bilan d'eau et des débits du bassin du Rhône.

## 4.1 - Variabilité sous maille de l'humidité des sols : l'approche TOPMODEL

Comme nous l'avons déjà dit au premier chapitre, deux formalismes sont généralement employés dans les LSMs pour rendre compte de la variabilité sous maille de l'humidité des sols et de son impact sur le ruissellement de surface. ISBA utilise une paramétrisation de type VIC (Habets et al. 1999a ; chapitre 2). Cette configuration a été testée et validée en mode forcé, à des résolutions plus ou moins élevées, à l'échelle régionale (Habets et al. 1999b et c, Etchevers et al. 2001, Boone et al. 2004) et à l'échelle globale (Douville 1998, Chapelon et al. 2002) avec succès. Néanmoins, une version d'ISBA dans sa configuration à deux couches hydrologiques (ISBA-2L) couplée avec un formalisme hérité du modèle hydrologique TOPMODEL a aussi été testée et validée à haute résolution sur le bassin de l'Ardèche (2240km² ; Habets et Saulnier 2001) et sur le bassin de Vogue (640 km² ; Pellenq 2002) montrant également de bon résultat. Ici, nous voulons étendre le couplage ISBA-TOPMODEL à l'ensemble du Rhône afin de se rapprocher des superficies de bassins rencontrées à l'échelle globale, de valider le bilan d'eau et d'étudier sa sensibilité à l'agrégation spatiale. Comme il a été déjà mentionné, TOPMODEL (TOPography based hydrological MODEL) est un modèle hydrologique conceptuel pluie/débit qui tient compte de la forte influence de la topographie sur la production d'hétérogénéité d'humidité de sol et de ruissellements superficiels (Beven et Kirkby 1979, Sivapalan et al. 1987). L'originalité de TOPMODEL est de proposer une description des processus basée sur l'existence d'indices de similarités hydrologiques. Initialement, il sert à expliquer la formation d'un type particulier de ruissellement, le *ruissellement sur surface contributive*, en faisant l'hypothèse simple que les écoulements latéraux de sub-surface représentent le facteur prépondérant dans la genèse de zones saturées sur le bassin versant.

## 4.1.1 - Le formalisme

La première hypothèse de TOPMODEL réside dans l'existence, à l'échelle du bassin versant, d'un front de saturation dans le sol (Beven et Kirkby 1979, Sivapalan et al. 1987) souvent assimilé à une nappe. Chaque pixel, *i*, représentatif d'un élément du bassin, est composé d'une couche de sol non saturée et d'un front de saturation à l'équilibre entre les flux entrant et sortant. Le flux entrant à l'instant, *t*, caractérisant le taux de recharge, $r_t$ (m.s$^{-1}$), du front présumé homogène sur tout le bassin, est constitué de l'eau qui s'infiltre via la couche non saturée et des flux latéraux de sub-surface en amont. Le flux latéral sortant résulte d'une approximation de la loi de Darcy. En effet, le gradient hydraulique local de ce front est supposé constant dans le temps et parallèle à la pente topographique locale, $\beta_i$ (m.m$^{-1}$). C'est la seconde hypothèse. L'équilibre entre les flux entrants et sortants à l'instant, *t*, s'écrit alors :

$$a_i r_t = T_{i,t} \tan \beta_i \tag{4.1}$$

où, $a_i$ (m), est l'aire drainée (par unité de contour) par le pixel *i*, $T_{i,t}$ (m$^2$.s$^{-1}$) la transmissivité locale du front et $\tan\beta_i$ le gradient hydraulique local. Cette transmissivité est égale à l'intégrale de la conductivité hydraulique à saturation sur toute l'épaisseur du front. Or une troisième hypothèse propose que la conductivité hydraulique à saturation, $k_{sat}$ (m.s$^{-1}$), décroît exponentiellement avec la profondeur locale, $z_i$ (m). L'épaisseur du front de saturation peut alors être définie en partant de la profondeur équivalente au « toit » du front, appelée *déficit local*, $d_{i,t}$ (m), jusqu'à une profondeur approximée comme infinie ou très grande par rapport au déficit local (pour simplifier les choses). La transmissivité locale est donc donnée par la relation qui suit :

$$\begin{cases} T_{i,t} = \int_{d_{i,t}}^{\infty} k_{sat}(0)\, e^{-\frac{z_i}{M}} dz_i = T_0\, e^{-\frac{d_{i,t}}{M}} \\ T_0 = M k_{sat}(0) \end{cases} \tag{4.2}$$

où, $T_0$ représente la transmissivité en surface proportionnelle à la conductivité hydraulique à saturation en surface, $k_{sat}(0)$, prise constante et uniforme sur tout le bassin. *M* (m) est un coefficient de décroissance qui définit la *profondeur hydrologiquement active* du front de saturation pour les écoulements latéraux. En effet, un simple calcul à partir de l'équation 4.2 montre que lorsque le déficit local est quatre fois supérieur à *M*, la transmissivité locale ne vaut plus que 2% de celle en surface et est alors trop faible pour induire un flux latéral de sub-surface. Grâce aux équations 4.1 et 4.2, le déficit local à l'instant, *t*, peut alors être déterminé en fonction d'un indice topographique, $\lambda_i$ (m) :

$$\begin{cases} d_{i,t} = M\left[\lambda_i + ln\left(\frac{r_t}{T_0}\right)\right] \\ \lambda_i = ln\left(a_i / \tan\beta_i\right) \end{cases} \tag{4.3}$$

L'approche classique propose qu'un déficit moyen, $D_t$ (m), sur l'ensemble du bassin peut alors être calculé en intégrant le déficit local sur toute la superficie, *A* (m²), du domaine :

$$\begin{cases} D_t = \frac{1}{A}\int_A d_{i,t}.dA = M\left[\overline{\lambda} + ln\left(\frac{r_t}{T_0}\right)\right] \\ \overline{\lambda} = \frac{1}{A}\int_A \lambda_i.dA \end{cases} \tag{4.4}$$

où $\overline{\lambda}$ (m) représente l'indice topographique moyen du bassin.

Les équations 4.3 et 4.4 permettent alors de définir une relation liant le déficit moyen, l'indice de topographie moyen et le déficit local :

$$D_t - d_{i,t} = -M\left(\overline{\lambda} - \lambda_i\right) \tag{4.5}$$

Lorsqu'un pixel est saturé en eau, son déficit local est nul et un indice seuil à saturation peut alors être défini grâce à la relation 4.5 :

$$\lambda_{sat} = \overline{\lambda} + \frac{D_t}{M} \tag{4.6}$$

$\lambda_{sat}$ est la valeur minimale des indices topographiques pour lequel le bassin est partiellement saturé. En effet, pour un déficit moyen donné, le nombre de pixels saturés, correspondants à ceux où $\lambda_i \geq \lambda_{sat}$, représente la partie du domaine qui contribue au ruissellement de surface. Cette surface contributive, $A_{sat}$, s'exprime le plus souvent en terme de fraction saturée, $f_{sat}$, et se calcule à l'aide de la distribution, $\delta(\lambda_i)$, des indices topographiques sur le bassin :

$$f_{sat} = \frac{A_{sat}}{A} = \int_{\lambda_{sat}}^{\lambda_{max}} \delta(\lambda_i)\, d\lambda_i \tag{4.7}$$

où $\lambda_{max}$ est la valeur maximale des indices topographiques sur le bassin. Le ruissellement de surface sur le bassin est alors simplement donné par le produit entre cette fraction saturée et les précipitations. Néanmoins, avec cette approche classique la surface contributive du bassin ne peut jamais atteindre toute la superficie du domaine. Cette approximation dans le cas où la fraction saturée serait importante peut mener à un déficit moyen négatif ou sous-estimé (Datin 1998).

En effet, en suivant un petit raisonnement simple on peut montrer que le calcul d'un déficit local, $d_{i,t}$, d'un pixel saturé avec la relation 4.5 peut mener à une valeur négative ou nulle. Si un pixel est saturé, son indice topographique sera toujours supérieur à l'indice seuil tel que $\lambda_i \geq \lambda_{sat}$. Grâce à la relation 4.6, on peut alors affirmer que :

$$\begin{cases} \lambda_i = \lambda_{sat} + \left(\lambda_i - \lambda_{sat}\right) = \left(\overline{\lambda} + D_t / M\right) + d_{\lambda_i} \\ \text{avec } d_{\lambda_i} = \lambda_i - \lambda_{sat} \quad \forall \lambda_i \geq \lambda_{sat} \end{cases} \tag{4.8}$$

où $M$ et $d_{\lambda_i}$ sont deux nombres réels positifs. Les équations 4.5 et 4.8 impliquent alors que $d_{i,t} = -M d_{\lambda_i}$ et donc que le déficit local de ce pixel saturé est négatif. Tant que la fraction saturée restera faible devant la surface totale du bassin, cette erreur sera négligeable lors du calcul du déficit moyen. Lorsque ce ne sera plus le cas, c'est à dire que la surface contributive est importante, cette erreur conduira inévitablement à un déficit moyen négatif.

Pour pallier à ce défaut du formalisme classique, Saulnier et Datin (2004) ont proposé une approche corrigée où le déficit local se situe dans une gamme définie de valeurs : $0 < d_{i,t} < d_0$ où $d_0$ est le déficit local maximum. En conséquence, trois surfaces spécifiques au sein d'un même bassin peuvent être déterminées (Fig. 4.1) :

1. Une surface contributive, $A_{sat}$, où le déficit local est nul : $d_{i,t} = 0$, $\forall \lambda_i \geq \lambda_{sat}$.
2. Une surface « humide », $A - A_0 - A_{sat}$, où le deficit est borné : $0 < d_{i,t} < d_0$, $\forall \lambda_0 < \lambda_i < \lambda_{sat}$.
3. Et une surface « sèche », $A_0$, où le déficit est maximum : $d_{i,t} = d_0$, $\forall \lambda_i \leq \lambda_0$. $\lambda_0$ est l'indice seuil sec correspondant à la partie la plus sèche, $A_0$, du bassin.

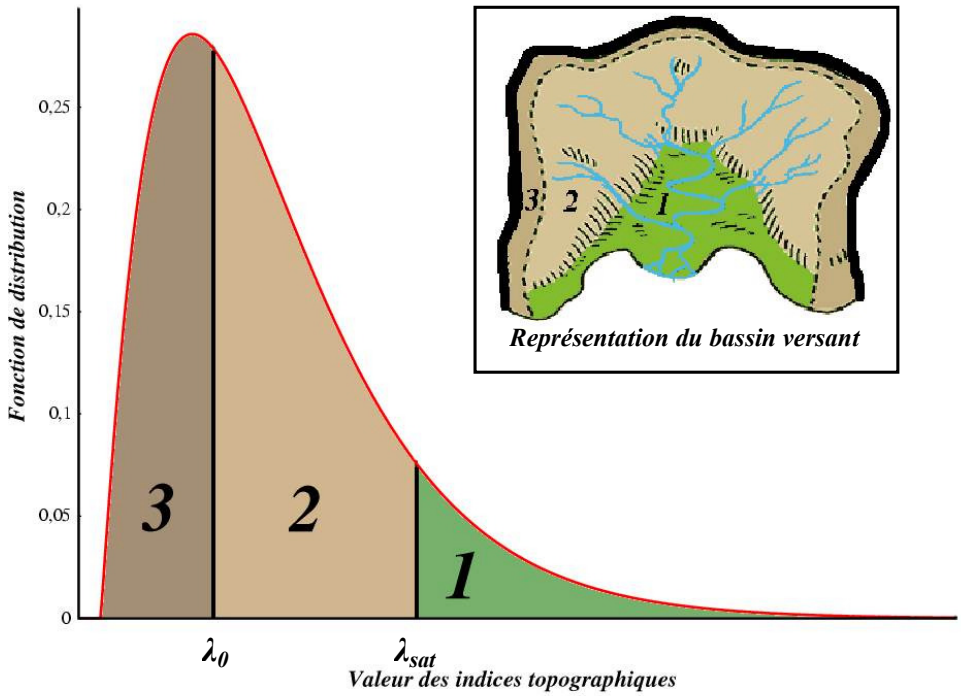



**Figure 4.1 – Schématisation des trois surfaces spécifiques au sein d'un même bassin versant : (1)** la surface contributive, $A_{sat}$, en vert **(2)** la surface humide, $A - A_0 - A_{sat}$, en marron clair **(3)** la surface sèche, $A_0$, en marron foncé. Grâce à la distribution des indices topographiques au sein du bassin, la valeur des indices seuil a saturation, $\lambda_{sat}$, et sec, $\lambda_0$, permettent de déterminer ces trois superficies.

Le déficit moyen sur l'ensemble du bassin est alors calculé en intégrant le déficit local sur chaque nouvelle surface :

$$D_t = \frac{1}{A}\left[\int_{A-A_0-A_{sat}} d_{i,t}.dA + \int_{A_0} d_{i,t}.dA + \int_{A_{sat}} d_{i,t}.dA\right] \tag{4.9}$$

En se servant des valeurs du déficit local pour chaque surface déterminée précédemment, on aboutit à la relation suivante :

$$\begin{cases} D_t = \dfrac{A - A_0 - A_{sat}}{A} D'_t + \dfrac{A_0}{A} d_0 \\ D'_t = \dfrac{1}{A - A_0 - A_{sat}} \displaystyle\int_{A_0}^{A_{sat}} d_{i,t} dA \end{cases} \tag{4.10}$$

où $D'_t$ est le déficit moyen sur la surface humide. Ce dernier est déterminé grâce à l'équation 4.3 similairement à l'équation 4.5 :

$$D'_t = d_{i,t} - M\left(\overline{\lambda}' - \lambda_i\right) \tag{4.11}$$

où $\overline{\lambda}'$ est l'indice topographique moyen sur la surface humide. La relation qui unit le déficit moyen, $\overline{\lambda}'$ et le déficit local se formule alors :

$$\frac{A}{A - A_0 - A_{sat}} D_t - \frac{A_0}{A - A_0 - A_{sat}} d_0 - d_{i,t} = -M\left(\overline{\lambda}' - \lambda_i\right) \tag{4.12}$$

En conséquence, les deux relations qui lient l'indice seuil à saturation ou l'indice seuil sec au déficit moyen sont données comme suit :

$$\begin{cases} \dfrac{D_t}{M} = \dfrac{A - A_0 - A_{sat}}{A}\left[\lambda_{sat} - \overline{\lambda}'\right] + \dfrac{A_0}{A}\dfrac{d_0}{M} \\ \dfrac{D_t}{M} = \dfrac{A - A_0 - A_{sat}}{A}\left[\lambda_0 + \dfrac{d_0}{M} - \overline{\lambda}'\right] + \dfrac{A_0}{A}\dfrac{d_0}{M} \end{cases} \tag{4.13}$$

Ces deux équations permettent d'obtenir une relation entre les deux indices seuils :

$$\lambda_{sat} = \lambda_0 + \frac{d_0}{M} \tag{4.14}$$

Tout le problème réside dans la détermination de $\overline{\lambda}'$ et des relations qui lient le déficit moyen et les surfaces saturée ou sèche à l'indice seuil à saturation.

Grâce au formalisme de TOPMODEL, un ruissellement de sub-surface moyen à l'instant, *t*, $Q_{sb,t}^{TOP}$ (kg.m$^{-2}$.s$^{-1}$), sur l'ensemble du bassin peut être déterminé. Dans l'approche classique, il est donné par la somme de tous les flux latéraux locaux le long du réseau hydrographique, c'est à dire sur toute la superficie du bassin. Cependant, avec le formalisme corrigé, l'intégrale se calcule le long des surfaces saturées connectées à la rivière, $S_c$, (Saulnier et Datin 2004) :

$$Q_{sb,t}^{TOP} = \frac{\rho_w}{A}\int_{S_c} T_{i,t}\, tan\,\beta_i dA = \frac{\rho_w M k_{sat}(0)}{A}\int_{S_c} e^{-\frac{d_{i,t}}{M}}\, tan\,\beta_i dA \tag{4.15}$$

Grâce aux équations 4.11 et 4.12 et en se rappelant que $\lambda_i = ln(a_i / tan\,\beta_i)$, la relation 4.15 se formule de la façon suivante :

$$\begin{cases} Q_{sb,t}^{TOP} = \dfrac{\rho_w M k_{sat}(0)}{A}\displaystyle\int_{S_c} e^{-(\lambda_{sat} - \lambda_i)}\, tan\,\beta_i dA \\ \Leftrightarrow Q_{sb,t}^{TOP} = \dfrac{\rho_w M k_{sat}(0)}{A} e^{-\lambda_{sat}} \displaystyle\int_{S_c} a_i dA \end{cases} \tag{4.16}$$

Or, l'intégrale des aires drainées le long des surfaces saturées connectées est égale à la surface totale du bassin, affectée de l'ensemble des surfaces saturées connectées à la rivière. En faisant l'approximation que les régions saturées non connectées à la rivière sont petites comparées à celles qui le sont, les surfaces saturées connectées qui contribuent au ruissellement de sub-surface sont égales à la surface humide du bassin. $Q_{sb,t}^{TOP}$ est alors donné par la relation suivante :

$$Q_{sb,t}^{TOP} = \rho_w M k_{sat}(0)\frac{A - A_0 - A_{sat}}{A} e^{-\lambda_{sat}} \tag{4.17}$$

## 4.1.2 - Revue des couplages entre TOPMODEL et un LSM

Partant généralement du formalisme classique, un nombre conséquent de couplage entre un LSM et TOPMODEL ont été proposé, ayant pour but des applications à l'échelle régionale ou globale. Une partie du problème est soit de proposer une équation pronostique pour le déficit moyen, soit de l'assumer proportionnel à l'humidité du sol. Le tableau 4.1 tente de donner un résumé concis et clair de la plupart de ces couplages car revenir sur chaque étude ne ferait qu'accroître la taille déjà conséquente de ce manuscrit.

| *Etudes* | *Nombre de couches hydrologiques dans le sol* | *Transport vertical de l'eau dans le sol* | *Formalisme et Ruissellement de sub-surface* | *Fractions au sein du domaine pour le calcul du bilan d'eau* | *Fractions pour le calcul des flux d'évaporation* |
|---|---|---|---|---|---|
| **Famiglietti et Wood (1994a,b) Peters-Lidard et al. (1997) (TOPLATS)** | **Trois :** Une racinaire, une de transmission et une saturée. (2 si la nappe remonte dans la couche de transition.) | Proportionnel à la conductivité hydraulique. Profil exponentiel de $k_{sat}$ avec la profondeur. | **Classique** (Sivapalan et al. 1987 , Siv87) $D_t$ éq. Pronostique $Q_{sb}$ nul si $w<w_{wilt}$. | **Trois :** Une saturée, une si le front saturé est dans la couche racinaire et une sèche si le front est sous la couche de transmission. | **Deux :** Saturée et non saturé. (sol nu, transpiration) |
| **Stieglitz et al. (1997) (Sig97) Yang et Niu (2003) (VISA)** | **Six** (le front est localisé à la base de la première couche non saturée) | Multicouches explicites (base imperméable) Profil exponentiel de $k_{sat}$ | **Classique** (Siv87) $D_t \infty w_i$ $Q_{sb}$ distribué entre les 6 couches (nul si $w_i$<70% de $w_{fc}$). | **Deux :** Saturée et non saturée (pas de fractions si la 6e couche est sèche). | **Deux :** Saturée et non saturée (sol nu, transpiration). |
| **Koster et al. (2000b) Ducharne et al. (2000) (NSIPP)** | **Trois :** Une de surface, une racinaire et une saturée pouvant remonter dans les deux premières. | Proportionnel à l'excès ou au déficit par rapport à l'état d'équilibre hydrique de chaque couche. Profil exp. de $k_{sat}$ | **Classique** (Siv87) $D_t$ représenté comme un déficit d'humidité à la saturation $Q_{sb}$ nul si $w<w_{wilt}$. | **Trois :** Une saturée, $A_{sat,}$ une permettant la transpiration, $A_{tr}$, et une région sèche, $A_{wilt}$. | **Deux** pour la transpiration $A_{sat}$ et $A_{tr}$. **Trois** pour le sol nu $A_{sat,}$ $A_{tr}$ et $A_{wilt}$ |
| **Habets et Saulnier (2001) (HS01) (ISBA)** | **Deux :** La couche de surface et la couche racinaire. (ISBA-2L) | Force-restore | **Corrigé** $D_t \infty w_i$ Pas de $Q_{sb,t}^{TOP}$ | Aucune | Aucune |
| **Pellenq (2002) (ISBA)** | **Deux :** HS01 | Force-restore | **Corrigé** (HS01) $Q_{sb,t}^{TOP}$ nul si $w_2< w_{seuil}$ (calibré) | Trois cas étudiés : Uniforme, distribué ou semi-distribué | Trois cas étudiés : Uniforme, distribué ou semi-distribué |
| **Gedney et Cox (2003) (MOSES-2)** | **Cinq** (Variable pronostique pour le déficit moyen) | Multicouches explicites (base imperméable) Profil exp. de $k_{sat}$ | **Classique** (Siv87) $D_t$ éq. pronostique $Q_{sb}$ calculé pour les cinq couches | Aucune | Aucune |

**Table 4.1 – Résumés des études couplant TOPMODEL et des LSMs.**

Certaines modélisations proposent une représentation plus ou moins explicite d'une nappe reposant sur un socle imperméable et remontant vers la surface (TOPLATS, VISA, NSIPP, MOSES-2, etc.). Généralement, le déficit moyen est pris égal au toit de la nappe. Néanmoins, Beven et Kirkby (1979) ne parlent jamais d'une nappe reposant sur un socle imperméable et donc de transport vertical, mais plutôt des transferts horizontaux alimentant un réservoir, *S*, de forme exponentielle avec la profondeur. C'est ici que le paradoxe entre les LSMs, qui représentent les transports verticaux de l'eau dans le sol, et TOPMODEL, qui représente les transports latéraux, est le plus évident. Lorsque *S* est nul, la capacité de stockage d'humidité dans le sol est nulle et donc le bassin est saturé. Un *S* positif représente un surplus d'humidité, un *S* négatif représente un déficit. C'est Sivapalan et al. (1987) qui les premiers conceptualisent cette idée de nappe, et avec elle de profondeur de nappe, plutôt que de déficit à la saturation.

Lorsque ISBA-2L fut couplé avec TOPMODEL (Habets et Saulnier 2001, Pellenq 2002), le déficit moyen et le contenu en eau de la zone racinaire furent reliés par une relation linéaire. Aucune nappe n'y était représentée, seulement un déficit à la saturation assimilable à un front de saturation qui se crée à la surface des sols à la suite d'un événement pluvieux. De plus, Goulet (2000) développa un couplage ISBA-TOPMODEL plus complexe où le bassin est discrétisé en *N* classes d'indice. Pour chaque classe, le sol est décrit par trois couches : une zone racinaire, une zone intermédiaire et une zone saturée reliée à la précédente par drainage et remontée capillaire (approche équivalente à TOPLATS). Une comparaison de ces deux couplages a été menée par Pellenq (2002) suggérant que la complexité du couplage n'a pas grande influence sur les résultats des simulations hydrologiques.

Une majorité de LSM profite de TOPMODEL pour distinguer plusieurs fractions, au moins deux (saturée et non saturée), au sein de la maille ou du bassin pour le calcul des bilans d'eau et d'énergie. Pellenq (2002) a étudié trois cas :

- *Uniforme* : ISBA est implémenté sur tout le bassin avec un seul bilan d'eau et d'énergie.

- *Distribué* : les bilans d'eau et d'énergie sont calculés pour chaque pixel topographique du bassin.

- *Semi-distribué* : les bilans d'eau et d'énergie sont calculés pour trois régions distinctes, une comprenant tous les pixels dont le contenu en eau est inférieur à $w_{seuil}$ (valeur calibrée du contenu en eau limite en dessous duquel il n'y a plus aucun ruissellement généré), la seconde comprenant tous les pixels dont le contenu en eau est compris entre ce seuil et la capacité au champ et la dernière comprenant tous les pixels où l'évapotranspiration peut être considérée comme potentielle ($w_i > w_{fc}$).

Les résultats ne montrent aucune différence de la partition annuelle des pluies entre évapotranspiration et ruissellement total même si la version distribuée (ou semi-distribuée qui est très proche) prévoit plus d'évaporation en été et moins en hiver que la version uniforme. Néanmoins, les versions distribuées demandent un temps de calcul beaucoup plus conséquent que la version uniforme et il n'est pas certain que ces résultats justifient ce surcoût numérique. En effet, lors de Rhône-AGG, la comparaison des modèles distinguant plusieurs fractions au sein de la maille avec ceux qui ont une représentation uniforme de la surface n'a pas montré de meilleurs résultats que ce soit pour la simulation des débits ou pour l'étude de la sensibilité à l'agrégation spatiale.

### 4.1.3 - Le couplage ISBA-TOPMODEL

En raison de ce qui a été dit précédemment, le couplage choisi est similaire à celui introduit par Habets et Saulnier (2001) qui présente l'avantage d'être simple et d'avoir déjà été testé à l'échelle régionale. Il reprend le formalisme corrigé de Saulnier et Datin (2004). La *couche active* du couplage où le front de saturation est repéré sera dénotée par son contenu en eau volumétrique, $w_{TOP}$, (calculé par ISBA) et sa profondeur, $d_{TOP}$. Le déficit local maximum est calculé pour chaque maille du bassin et s'exprime proportionnellement à la différence entre la saturation et le point de flétrissement :

$$d_0 = (w_{sat} - w_{wilt}) \times d_{TOP} \tag{4.18}$$

Similairement, la relation entre le déficit moyen et l'humidité du sol est donnée comme suit :

$$0 \le D_t = (w_{sat} - w_{TOP}) \times d_{TOP} \le d_0 \tag{4.19}$$

Finalement, le paramètre M peut être déterminé via l'équation 4.18 puisque lorsque la transmissivité totale du sol devient négligeable (2% de la transmissivité en surface), le déficit local maximum atteint une profondeur égale à $4M$ (section 4.1.1) :

$$M = \frac{d_0}{4} = (w_{sat} - w_{wilt}) \frac{d_{TOP}}{4} \tag{4.20}$$

Cette approche présente un avantage indéniable par rapport aux autres couplages puisque tous les nouveaux paramètres sont définis par rapport aux propriétés des sols et donc aucun d'entre eux n'a besoin d'être calibré. Une extension de ce travail est donc proposée pour la version ISBA-3L. La couche active sera prise égale à la zone racinaire ($w_{TOP} = \hat{w}_2 = w_2 + w_{ice,2}$ et $d_{TOP} = d_2$) comme dans Habets et Saulnier (2001), après avoir étudié la sensibilité du modèle pour deux autres choix de couches actives (voir section 4.2). En plus, cette configuration permet de pouvoir directement comparer les approches VIC (voir section 2.4.6) et TOPMODEL.

Néanmoins, la distribution spatiale des indices topographiques dans chaque maille est approchée par la distribution gamma à trois-paramètres suivante proposée par Sivapalan et al. (1987) et non par la distribution réelle :

$$\delta(\lambda_i) = \frac{1}{\chi \Gamma(\varphi)} \left( \frac{\lambda_i - \mu}{\chi} \right)^{\varphi - 1} e^{\left( -\frac{\lambda_i - \mu}{\chi} \right)} \tag{4.21}$$

Ceci présente l'avantage d'être plus flexible pour l'échelle globale et de diminuer le coût numérique des simulations. Les trois paramètres ($\mu$, $\chi$, $\varphi$) de la fonction 4.21 sont dérivés de la moyenne, $\overline{\lambda}$, de l'écart type et de l'obliquité (skewness) de la distribution réelle d'indices topographiques (Sivapalan et al. 1987, Ducharne et al. 2000) donnée par la base HYDRO1K à une résolution de 1km (disponible en ligne à http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/hydro). Cette distribution est ajustée selon la régression linéaire de Wolock et McCabe (2000) qui permet de passer de l'indice moyen, calculé à 1km de résolution, à la valeur qu'il aurait à une résolution de 100m. Cette régression sera discutée en section 4.2.

L'équation 4.13 peut être réécrite de la façon suivante en utilisant les fractions saturée, $f_{sat} = A_{sat} / A$, et sèche, $f_0 = A_0 / A$ :

$$\frac{D_t}{M} = F(\lambda_{sat}) = (1 - f_{sat} - f_0)\left[\lambda_{sat} - \overline{\lambda}'\right] + f_0 \frac{d_0}{M} \tag{4.22}$$

En d'autres termes, pour chaque indice seuil, un déficit moyen peut être déterminé grâce à la fonction $F(\lambda_{sat}) = D_t / M$ (Fig 4.2a). Le problème est de parvenir à déterminer $f_{sat}$, $f_0$, et $\overline{\lambda}'$ qui dépendent de $\lambda_{sat}$. Une fonction, $G(\lambda_{sat}) = f_{sat}$ (Fig 4.2b), peut être connue simplement en intégrant $\delta(\lambda_i)$ de chaque $\lambda_{sat}$ (pris égaux à chaque $\lambda_i$ de la distribution) à la valeur maximale des indices topographiques, $\lambda_{max}$, de chaque maille conformément à l'équation 4.9 :

$$G(\lambda_{sat}) = f_{sat} = \int_{\lambda_{sat}}^{\lambda_{max}} \delta(\lambda_i)\, d\lambda_i \tag{4.23}$$

Une même fonction est employée pour déterminer $f_0$ où les bornes sont comprises entre le minimum de la distribution, $\lambda_{min}$, et chaque $\lambda_0$ déterminé à partir de chaque $\lambda_{sat}$ grâce à l'équation 4.14.

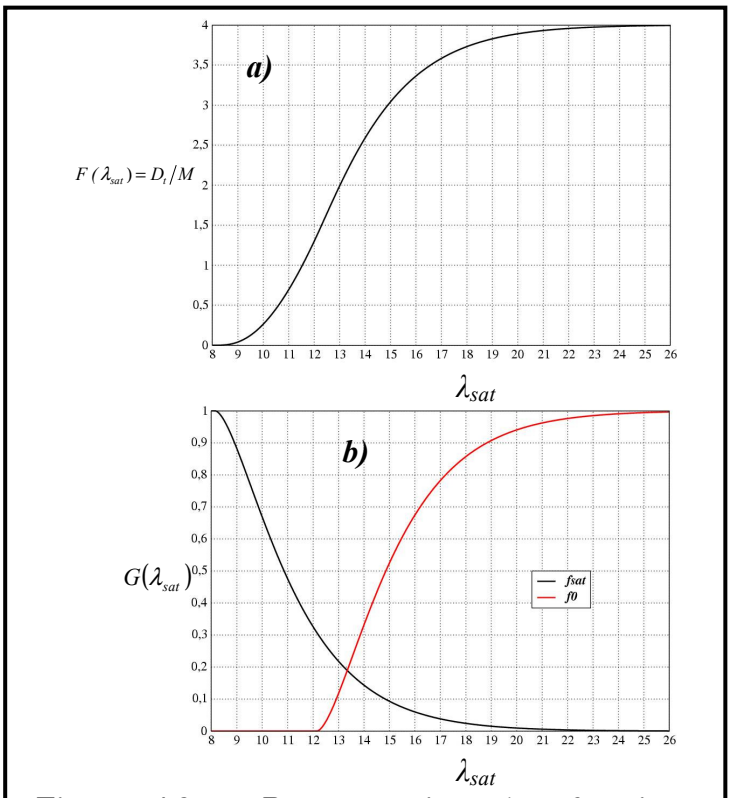



***Figure 4.2 – Représentation des fonctions utilisées dans le couplage ISBA-TOPMODEL :*** ***a)*** La relation entre le déficit moyen et l'indice seuil ***b)*** La relation entre $f_{sat}$ ou $f_0$ et l'indice seuil.

Ces intégrales sont calculées numériquement de la façon suivante grâce à une fonction gamma incomplète généralisée, donnée par Gautschi (1979, http://www.netlib.org/ toms/542), et à un changement de variable approprié, $y_i = (\lambda_i - \eta)/\chi$ :

$$\begin{aligned} f_{sat} &= G(\lambda_{sat}) = \frac{1}{\Gamma(\varphi)} \int_{y_{sat}}^{y_{max}} y_i^{\varphi-1} e^{-y_i}\, dy_i \\ f_0 &= G(\lambda_0) = \frac{1}{\Gamma(\varphi)} \int_{y_{min}}^{y_0} y_i^{\varphi-1} e^{-y_i}\, dy_i \end{aligned} \tag{4.24}$$

où $\Gamma(\varphi)$ est la fonction gamma bien connue.

Le calcul de $\overline{\lambda}'$ est plus problématique car son expression est la suivante :

$$\begin{cases} \overline{\lambda}' = \int_{\lambda_0}^{\lambda_{sat}} \lambda_i . \delta(\lambda_i) \mathrm{d}\lambda_i \Big/ \int_{\lambda_0}^{\lambda_{sat}} \delta(\lambda_i) \mathrm{d}\lambda_i \\ \Leftrightarrow \overline{\lambda}' = \int_{y_0}^{y_{sat}} (\chi y_i + \eta) y_i^{\varphi-1} e^{-y_i} \mathrm{d}y_i \Big/ \int_{y_0}^{y_{sat}} y_i^{\varphi-1} e^{-y_i} \mathrm{d}y_i \end{cases} \tag{4.25}$$

En décomposant le numérateur, puis en lui appliquant une intégration par partie, on obtient l'équation suivante :

$$\begin{cases} \overline{\lambda}' = \dfrac{\chi \int_{y_0}^{y_{sat}} y_i^{\varphi} e^{-y_i} \mathrm{d}y_i}{\int_{y_0}^{y_{sat}} y_i^{\varphi-1} e^{-y_i} \mathrm{d}y_i} + \eta = \dfrac{\chi \left[ \left( y_0^{\varphi} e^{-y_0} - y_{sat}^{\varphi} e^{-y_{sat}} \right) + \varphi \int_{y_0}^{y_{sat}} y_i^{\varphi-1} e^{-y_i} \mathrm{d}y_i \right]}{\int_{y_0}^{y_{sat}} y_i^{\varphi-1} e^{-y_i} \mathrm{d}y_i} + \eta \\ \Leftrightarrow \overline{\lambda}' = \chi \left( \dfrac{y_0^{\varphi} e^{-y_0} - y_{sat}^{\varphi} e^{-y_{sat}}}{\int_{y_0}^{y_{sat}} y_i^{\varphi-1} e^{-y_i} \mathrm{d}y_i} + \varphi \right) + \eta \end{cases} \tag{4.26}$$

Grâce aux équations 4.24, il est facile de montrer que :

$$\begin{cases} \int_{y_0}^{y_{sat}} y_i^{\varphi-1} e^{-y_i} dy_i = \int_{y_{min}}^{y_{max}} y_i^{\varphi-1} e^{-y_i} dy_i - \int_{y_{min}}^{y_0} y_i^{\varphi-1} e^{-y_i} dy_i - \int_{y_{sat}}^{y_{max}} y_i^{\varphi-1} e^{-y_i} dy_i \\ \Leftrightarrow \int_{y_0}^{y_{sat}} y_i^{\varphi-1} e^{-y_i} dy_i = \Gamma(\varphi)(1 - f_0 - f_{sat}) \end{cases} \tag{4.27}$$

En utilisant les relations 4.26 et 4.27, $\overline{\lambda}'$ s'écrit de la façon suivante :

$$\overline{\lambda}' = \eta + \chi \left[ \varphi + \frac{1}{\Gamma(\varphi)} \frac{y_0^{\varphi} . e^{-y_0} - y_{sat}^{\varphi} . e^{-y_{sat}}}{(1 - f_{sat} - f_0)} \right] \tag{4.28}$$

Finalement, chaque contenu en eau de la couche active correspondant à un déficit moyen, calculé pour chaque $\lambda_{sat}$ de la distribution grâce aux équations 4.22, 4.24 et 4.28, est donné par une dernière fonction, $W(D_t)$ :

$$W(D_t) = w_{sat} - \frac{D_t}{d_{TOP}} = w_{sat} - \frac{M.F(\lambda_{sat})}{d_{TOP}} \tag{4.29}$$

Finalement, le contenu en eau de la couche active, $w_{TOP} = \hat{w}_2$, est comparé à $W(D_t)$ à chaque pas de temps afin de déterminer $f_{sat}$ via la fonction $G(\lambda_{sat})$. Le ruissellement de surface sur le bassin sera alors donné par le produit entre cette fraction saturée et les précipitations.

Le formalisme de ruissellement de sub-surface (Eq. 4.17) donné par TOPMODEL n'a pas été retenu car il dépend fortement des valeurs exponentielles inverses de $\lambda_{sat}$ et de la valeur de $k_{sat}$. Les erreurs sur le calcul de la valeur des indices topographiques peuvent mener à des erreurs significatives dans le calcul du ruissellement de sub-surface. De plus, il est

négligeable (Niu et Yang 2003) comparé au drainage produit par ISBA. Il est au moins inférieur de deux à trois ordres de grandeur, si ce n'est plus, en raison de à la valeur de $k_{sat}$ en surface donnée par Clapp et Hornberger (1978) et des valeurs exponentielles inverses de $\lambda_{sat}$.

En effet, en appliquant les relations 2.42, 2.50, 4.17 et 4.29 sur l'ensemble du bassin du Rhône et grâce aux valeurs des paramètres données dans le tableau 3.2, le drainage simulé par ISBA lorsque le contenu en eau du sol est juste au-dessus de la capacité au champ sera de l'ordre de $10^{-3}$kg.m$^{-2}$.s$^{-1}$ contre $10^{-8}$kg.m$^{-2}$.s$^{-1}$ pour le ruissellement de sub-surface simulé par TOPMODEL. Ceci n'est pas étonnant vu la faible valeur de $k_{sat}$ ($6{,}75.10^{-6}$m.s$^{-1}$) et la forte valeur de $\lambda_{sat}$ (~15m). Certains modèles assument des $k_{sat}$ en surface de l'ordre de $10^{-1}$ à $10^{-3}$kg.m$^{-2}$.s$^{-1}$ (Stieglitz et al. 1997, Koster et al. 2000b, Pellenq 2002) ayant par exemple été calibrés par rapport aux débits observés à la suite de multiples simulations. D'autres, Chen et Kumar (2001) ou Niu et Yang (2003), ont gardé les valeurs données par Clapp et Hornberger (1978). Cependant, afin de simuler la réponse désirée en terme de débit, ils ont introduit un facteur d'anisotropie qui tient compte de la différence entre le $k_{sat}$ dans les directions latérale et verticale. Ainsi, le $k_{sat}$ dans la direction latérale est beaucoup plus élevé d'un ordre deux ou trois, ce qui permet de produire un ruissellement de sub-surface raisonnable. Néanmoins, ce facteur est mal connu et doit être calibré bassin par bassin, ce qui représente un problème majeur pour des applications hydrologiques à grande échelle.

# 4.2 - Validation du couplage ISBA-TOPMODEL

Pour mettre en évidence l'importance du ruissellement de Dunne, les trois simulations suivantes sont menées à haute résolution sur le bassin du Rhône :

1. *CTL* : ISBA dans sa version ARPEGE, c'est à dire sans ruissellement de surface (Eq. 2.59) ni ruissellement sous maille (Eq. 2.43).

2. *dt92* : ISBA calcule un ruissellement de Dunne grâce à une approche VIC, le ruissellement sous maille étant permis.

3. *Top* : le ruissellement de Dunne est calculé par l'approche TOPMODEL décrite précédemment, le drainage sous maille étant aussi permis.

## 4.2.1 - Bilan d'eau et débits

Les bilans d'eau simulés représentés sur la figure 4.3 et 4.4 indiquent que *CTL* simule plus d'évapotranspiration et moins de ruissellement total, particulièrement en été, que les deux autres simulations *dt92* et *Top* qui sont très proches. En effet, la partition des précipitations totales entre l'évapotranspiration et le ruissellement total est approximativement de 50,2%/49,8% pour *CTL* contre 51,5%/48,5% pour *dt92* et 52%/48% pour *Top*. Evidemment, presque aucun ruissellement de surface n'est généré ce qui par compensation tend à augmenter le drainage simulé. Néanmoins, une légère différence entre *dt92* et *Top* apparaît dans le partage entre le ruissellement de surface et le drainage. Le ruissellement de surface simulé augmente légèrement avec TOPMODEL (le rapport entre le ruissellement de surface et le ruissellement total augmente de 0,24 pour *dt92* à 0,26 pour *Top*), alors qu'aucune différence n'apparaît dans la répartition des divers flux d'évapotranspiration. Autre résultat logique, *CTL* est toujours plus humide que les deux autres simulations, ce qui tend à augmenter l'évaporation du sol nu et la transpiration des plantes.

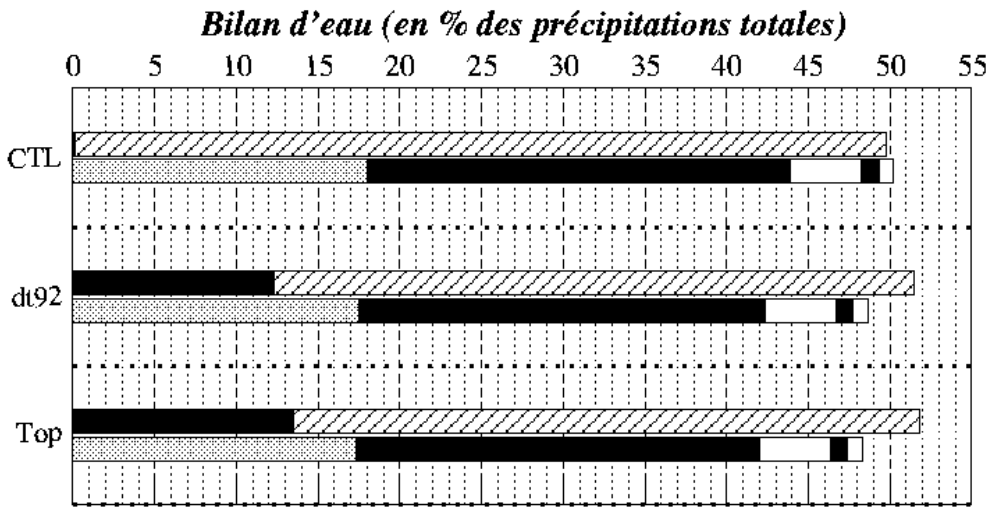



**Figure 4.3 – Comparaison du bilan d'eau annuel simulé (en % des précipitations totales)**. Pour chaque simulation *CTL*, *dt92* et *Top*, la barre du haut correspond au ruissellement total ($Q_s$+$Q_{sb}$) divisé (de la gauche vers la droite) entre le ruissellement de surface ($Q_s$) en noir et le drainage ($Q_{sb}$) en rayé. La barre du desous correspond à l'évapotranspiration ($E_{vap}$) divisée entre l'évaporation du sol nu ($E_{soil}$) en gris, la transpiration ($E_{transp}$) en noir, l'évaporation de la canopée ($E_{canop}$) en blanc, la sublimation de la glace ($S_{ice}$) en noir et de la neige ($S_{snow}$) en blanc.

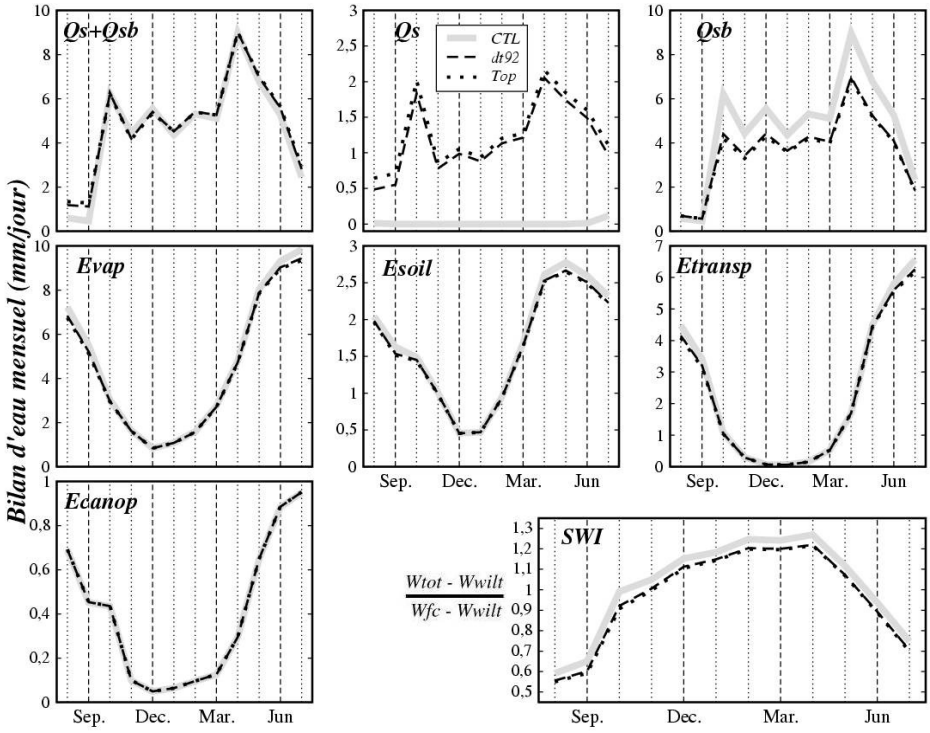



**Figure 4.4 – Comparaison du cycle annuel moyen mensuel du bilan d'eau simulé (en mm/jour).** Pour toutes les figures, le trait gris épais, les tirets et la courbe pointillée correspondent respectivement aux simulations *CTL*, *dt92* et *Top*. L'indice d'humidité des sols ($SWI = \frac{w_{tot} - w_{wilt}}{w_{fc} - w_{wilt}}$) est aussi montré. Les notations sont les mêmes que pour la figure 4.3.

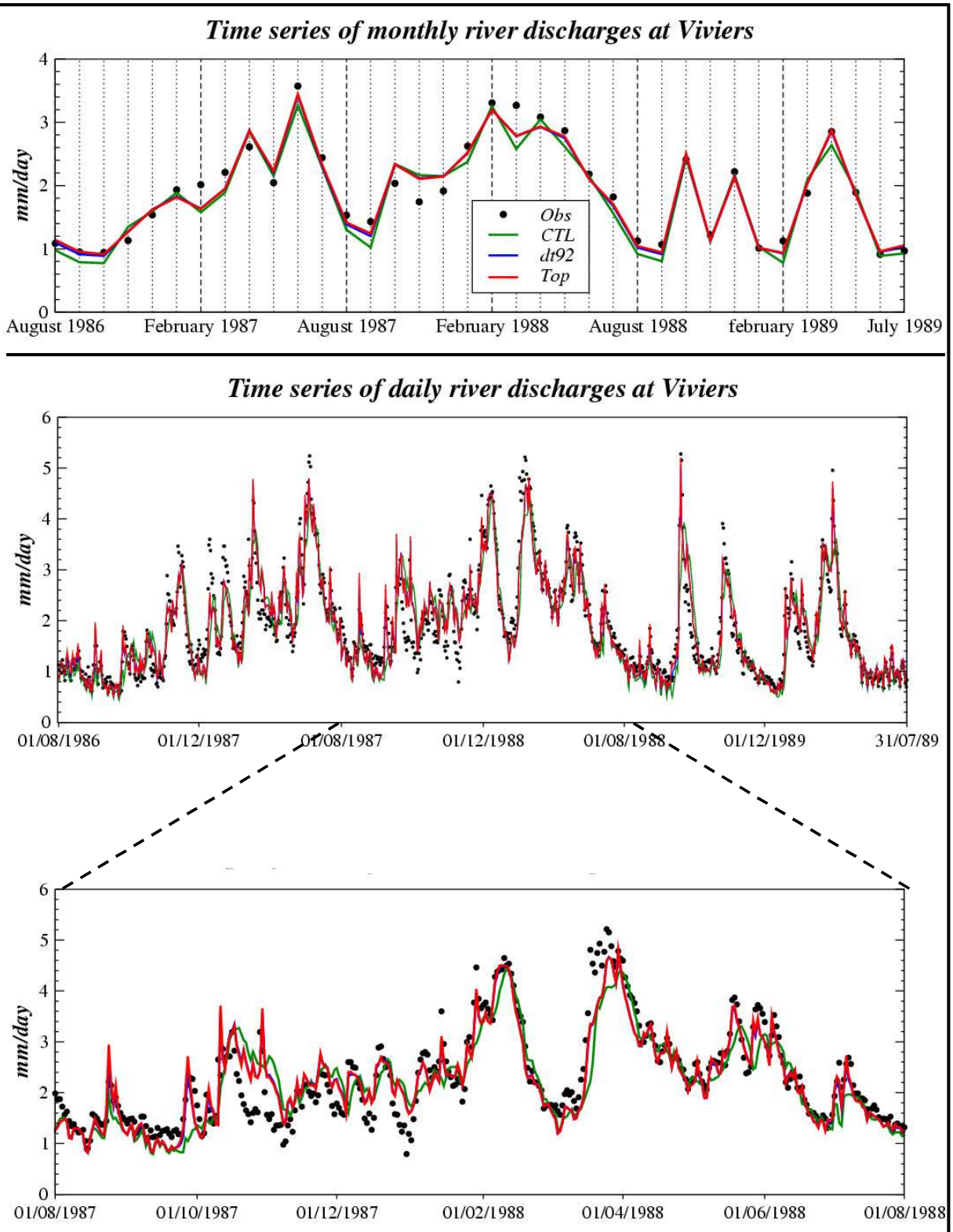
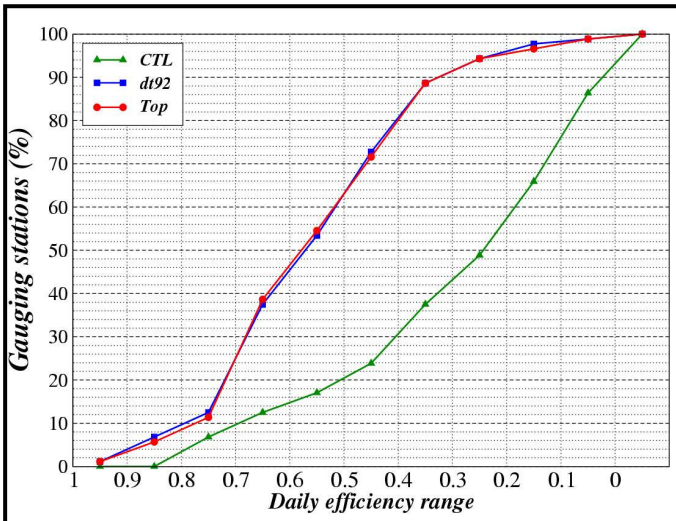



**Figure 4.5 – Chroniques des débits mensuel et journalier à Viviers.** Les observations sont en noires, *CTL* est en vert, *dt92* en bleu et *Top* en rouge. Un zoom est effectué sur l'année 1987/88 pour les chroniques quotidiennes.

| *Exp.* | $\overline{Q_{sim}}/\overline{Q_{obs}}$ | *Efficience* | |
|---|---|---|---|
| | | Mensuelle | Journalière |
| *CTL* | 0.95 | 0.90 | 0.76 |
| *dt92* | 0.98 | 0.94 | 0.89 |
| *Top* | 0.99 | 0.94 | 0.89 |

La validation sur tout le bassin de ces bilans d'eau passe par la comparaison entre les débits simulés et observés, mais pas à l'embouchure du Rhône car les barrages en amont influencent considérablement cette station. Néanmoins, comme lors de Rhône-AGG, une évaluation raisonnable sur une grande partie du bassin (81%) peut être faite en utilisant des données observées à Viviers, localisé sur la figure 3.1. Les chroniques mensuelles et journalières et les statistiques représentées sur la figure 4.5 confirment que *dt92* et *Top* sont très proches.

Deux différences majeures apparaissent avec *CTL* qui n'arrive pas à soutenir les débits d'étiage (effet de la non prise en compte du drainage sous maille) et à simuler les épisodes de crues (effet de la non prise en compte du ruissellement de Dunne). De plus, un temps de réponse trop long suite à l'événement pluvieux handicape la bonne restitution des débits.




| *Statistiques* | *CTL* | *dt92* | *Top* |
|---|---|---|---|
| Minimum | -0.48 | -0.01 | -0.01 |
| Moyenne | 0.23 | 0.52 | 0.52 |
| Maximum | 0.76 | 0.90 | 0.90 |
| Ecart type | 0.26 | 0.19 | 0.19 |
| NSBE | 2 | 48 | 38 |

**Figure 4.6 – Distributions cumulées des efficiences journalières calculées sur 88 stations réparties sur le bassin.** Les statistiques de chaque distribution sont données à côté. Le critère NSBE (pour « Number of Stations with the Best Efficiency ») représente le nombre de station où l'efficience est la meilleure.

Finalement, la validation globale (Fig. 4.6) basée sur la comparaison des distributions cumulées d'efficiences, calculées sur les 88 stations réparties sur tout le bassin, confirme que *dt92* et *Top* sont très proches alors que *CTL* ne permet pas d'obtenir de bons scores.

## 4.2.2 - Discussion

Les résultats du paragraphe précédent montrent que même si les bilans d'eau simulés sont plus ou moins proches, la partition du ruissellement total entre le ruissellement de surface et le drainage est essentielle pour bien simuler les débits, au moins sur le bassin du Rhône. Ces résultats sont en accord avec les conclusions des projets PILPS (Lohmann et al. 1998), GSWP-1 (Dirmeyer et al. 1999) et Rhône-AGG (Boone et al. 2004).

Le fait que les approches VIC et TOPMODEL, pour la production d'un ruissellement de surface, montrent des résultats similaires au moins à l'échelle régionale n'est pas non plus surprenant. Warrach et al. (2002) ont comparé grâce au LSM SEWAB les avantages et les inconvénients de l'emploi d'une formulation standard VIC et TOPMODEL pour la simulation du ruissellement de surface. SEWAB propose une représentation multicouche du sol (six couches, dont quatre dans la zone racinaire) et une résolution explicite des transports d'eau et

de chaleur. Pour la version SEWAB-TOP, le ruissellement est engendré selon le formalisme de Stieglitz et al. (1997). La comparaison entre les débits simulés et observés et la mesure de l'efficacité des modèles (SEWAB-TOP et SEWAB-VIC) sur l'ensemble de l'expérience (Sleepers, rivière dans le Vermont au Nord Est des USA de 1970 à 1974) a mené à des résultats quasi similaires. Habets et Saulnier (2001) ont également montré en utilisant ISBA sur le bassin de l'Ardèche que les simulations TOPMODEL et VIC étaient très proches.

Cependant, cette conclusion doit être nuancée. En effet, on observe une légère différence puisque TOPMODEL tend à favoriser le ruissellement de surface (Fig. 4.3 et 4.4) par rapport à VIC. De plus, comme le montre la figure 4.7, de fortes hétérogénéités dans le bilan d'eau apparaissent sur le domaine. *Top*, par rapport à *dt92*, tend à favoriser le ruissellement de surface au détriment du drainage dans les zones qui bordent le réseau hydrographique. Là, l'humidité du sol est alors légèrement plus faible. Plus l'éloignement de ces zones est important, plus cette tendance s'inverse. Un ruissellement total généralement plus élevé et une évapotranspiration plus faible sont simulés dans ces zones alors qu'ailleurs la compensation entre ruissellement de surface et drainage implique des différences nettement moins marquées entre les deux approches.

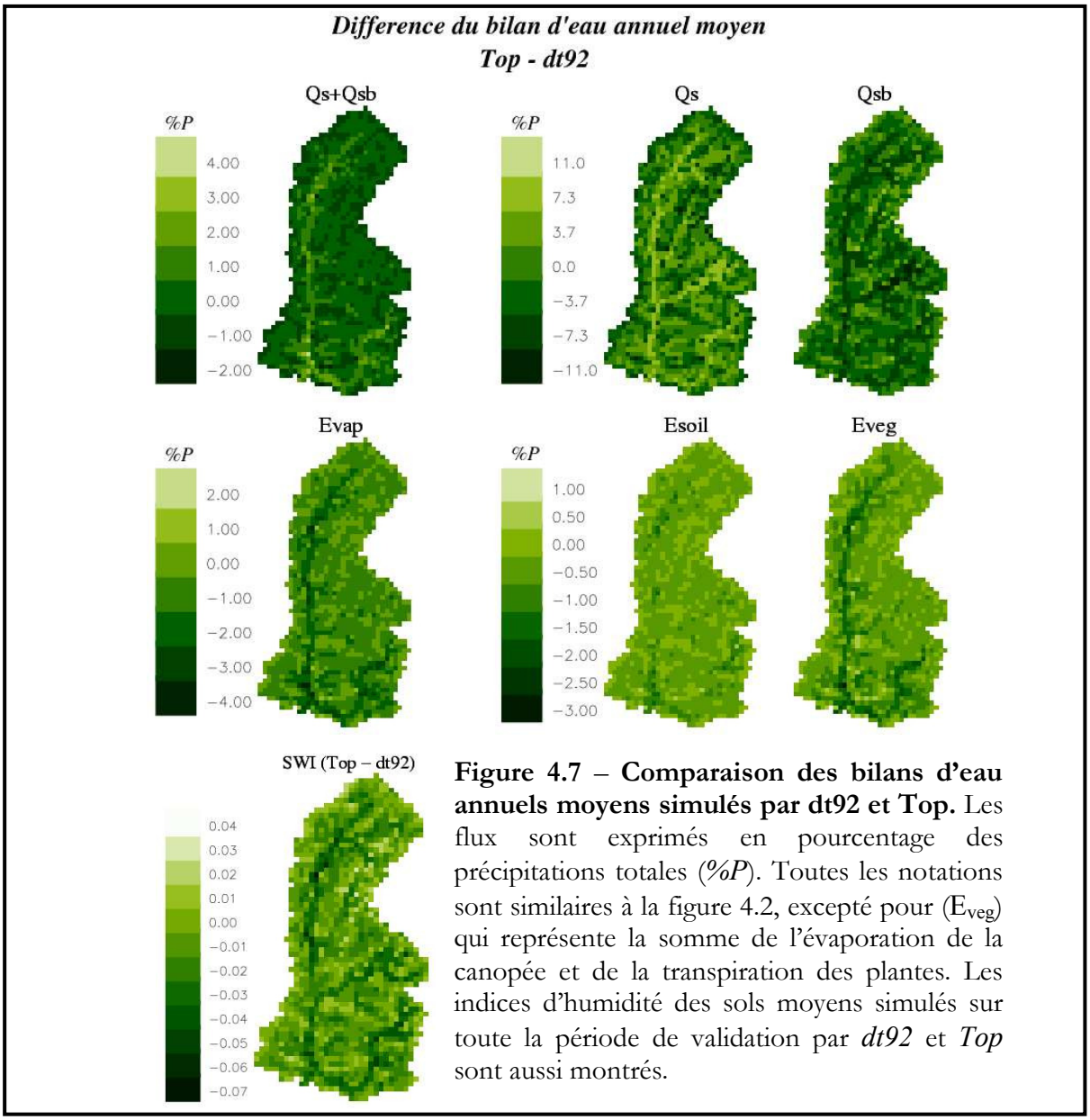



**Figure 4.7 – Comparaison des bilans d'eau annuels moyens simulés par dt92 et Top.** Les flux sont exprimés en pourcentage des précipitations totales (*%P*). Toutes les notations sont similaires à la figure 4.2, excepté pour ($E_{veg}$) qui représente la somme de l'évaporation de la canopée et de la transpiration des plantes. Les indices d'humidité des sols moyens simulés sur toute la période de validation par *dt92* et *Top* sont aussi montrés.

L'explication réside tout simplement dans la différence de formalisme entre VIC et TOPMODEL. Comme le montre la figure 4.8a, les fractions saturées calculées par TOPMODEL en fonction de l'humidité du sol montrent une plus grande dispersion que celles calculées par VIC. En se plaçant à la capacité au champ (Fig. 4.8b), cette dispersion est encore plus claire. La fraction saturée varie de 0.08 à 0.16 avec VIC contre 0.01 à 0.27 avec TOPMODEL. Dans les zones qui jouxtent le réseau hydrographique, là où la densité de probabilité des indices topographiques tend vers des valeurs d'indices forts (larges aires de drainages et faibles pentes), les fractions saturées calculées par TOPMODEL sont bien plus fortes que celles calculées par VIC. Plus l'éloignement de ces zones est important, plus cette tendance s'inverse. Ceci explique les différences entre les ruissellements de surface simulés représentés sur la figure 4.6.

La figure 4.8b met bien en valeur la forte différence de concept entre VIC et TOPMODEL. VIC aura tendance à simuler des fractions saturées spatialement plus homogènes en fonction de la répartition de l'humidité des sols alors que l'effet de la topographie est prédominant dans l'approche TOPMODEL. Néanmoins, comme nous avons pu le voir, cette différence de formalisme n'implique pas de différences importantes dans la bonne restitution des débits. Comme le soulignent Habets et Saulnier (2001), le seul avantage attribuable à cette approche TOPMODEL est qu'elle ne demande aucune calibration, ce qui est très appréciable en vue de son application à l'échelle globale.

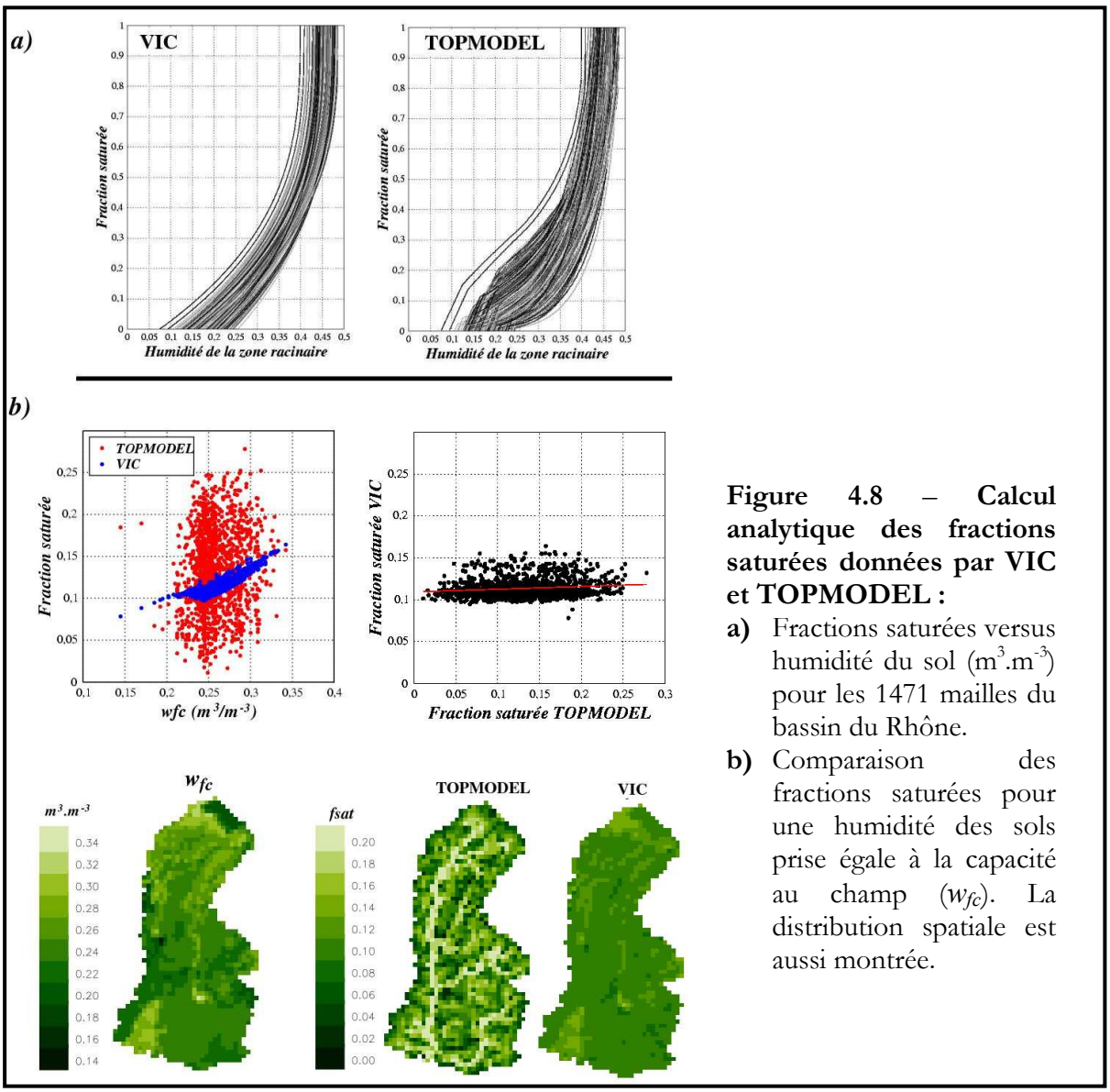



**Figure 4.8 – Calcul analytique des fractions saturées données par VIC et TOPMODEL :**

**a)** Fractions saturées versus humidité du sol ($m^3.m^{-3}$) pour les 1471 mailles du bassin du Rhône.

**b)** Comparaison des fractions saturées pour une humidité des sols prise égale à la capacité au champ ($w_{fc}$). La distribution spatiale est aussi montrée.

### 4.2.3 - Sensibilité du couplage

Ici, nous allons discuter deux aspects du couplage entre ISBA et TOPMODEL. Premièrement, il s'agit d'évaluer l'impact de la régression linéaire, issue du travail de Wolock et McCabe (2000), qui permet de passer de l'indice moyen calculé à 1km de résolution à la valeur qu'il aurait à une résolution de 100m :

$$\overline{\lambda}_{100m} = 0.961 \times \overline{\lambda}_{1000m} - 1.957 \tag{4.30}$$

En résumé, Wolock et McCabe (2000) ont montré que les distributions d'indices topographiques calculés à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT) à « faible » résolution (1km) favorisent les fortes valeurs aux faibles par rapport à celles calculées à partir d'un MNT plus fin (100m). Nous avons donc effectué une nouvelle simulation (*Top-SR*) similaire à *Top* mais sans cette régression afin d'en évaluer l'impact.

Dans un second temps, nous avons aussi mené une expérience de sensibilité au choix de la couche active. Pour ce faire, deux autres configurations ont été testées :

1. La couche active correspond à la profondeur totale du sol, c'est à dire $w_{TOP} = (w_2 + w_{ice,2})d_2 + w_3(d_3 - d_2)$ et $d_{TOP} = d_3$. Cette simulation est appelée *Top-d3*.

2. Pour la seconde, la couche active coïncide avec une profondeur de 50cm pour tout le domaine, c'est à dire $w_{TOP} = w_{50} + w_{ice,50}$ et $d_{TOP} = 50cm$. Cette expérience supplémentaire, appelée *Top-50*, va nous permettre de vérifier si une couche active plus fine que la couche racinaire implique une meilleure réactivité du ruissellement simulé et donc une amélioration de la dynamique des débits. Le contenu en glace de cette couche est simplement donné proportionnellement à $w_{ice,2}$ et à la profondeur de pénétration du gel calculée en fonction des conditions de température (Boone et al. 2000). Pour évaluer le contenu en eau volumique, $w_{50}$, de cette couche, nous avons eu recours à une régression linéaire le liant à la fraction de végétation, et aux contenus en eau de la zone racinaire et de la couche superficielle. Cette régression a été établie à l'aide de la version multicouche d'ISBA, sur le bassin de Rhône et sans prendre en compte le ruissellement de Dunne et le drainage sous maille. Cette régression est donnée à l'instant, $t$, par la relation suivante :

$$\left|\begin{array}{l} \theta_{50}^{t} = 1.31260276 \times \theta_{2}^{t} - 0.29799244 \times \theta_{2}^{t-1} \\ \quad + 0.00742838 \times \theta_{1}^{t} - 0.01468339 \times \theta_{1}^{t-1} \\ \quad - 0.03621471 \times \theta_{2}^{t-2} + 0.00642695 \times \theta_{1}^{t-2} \\ \quad - 0.00152090 \times veg + 0.00903475 \\ avec \quad \theta_{i}^{t} = w_{i}^{t} / \left(w_{sat} - w_{ice,i}^{t}\right) \end{array}\right. \tag{4.31}$$

La figure 4.9 montre qu'il n'y a aucune différence dans les bilans d'eau annuels simulés. Néanmoins, la simulation *Top-SR* effectuée sans la régression de Wolock et McCabe (2000) produit beaucoup moins de ruissellement de surface (le rapport entre le ruissellement de surface et le ruissellement total diminue de 0,26 pour *Top*, *Top-50* et *Top-d3* à 0,16 pour *Top-SR*). La comparaison globale des débits journaliers (Fig. 4.10) montre que *Top* et *Top-50* sont très proches, même si *Top* garde un avantage léger. Les débits simulés par *Top-d3* sont légèrement moins bons. Sans surprise, *Top-SR* ne permet pas de produire des débits d'aussi bonne qualité que les trois autres simulations.

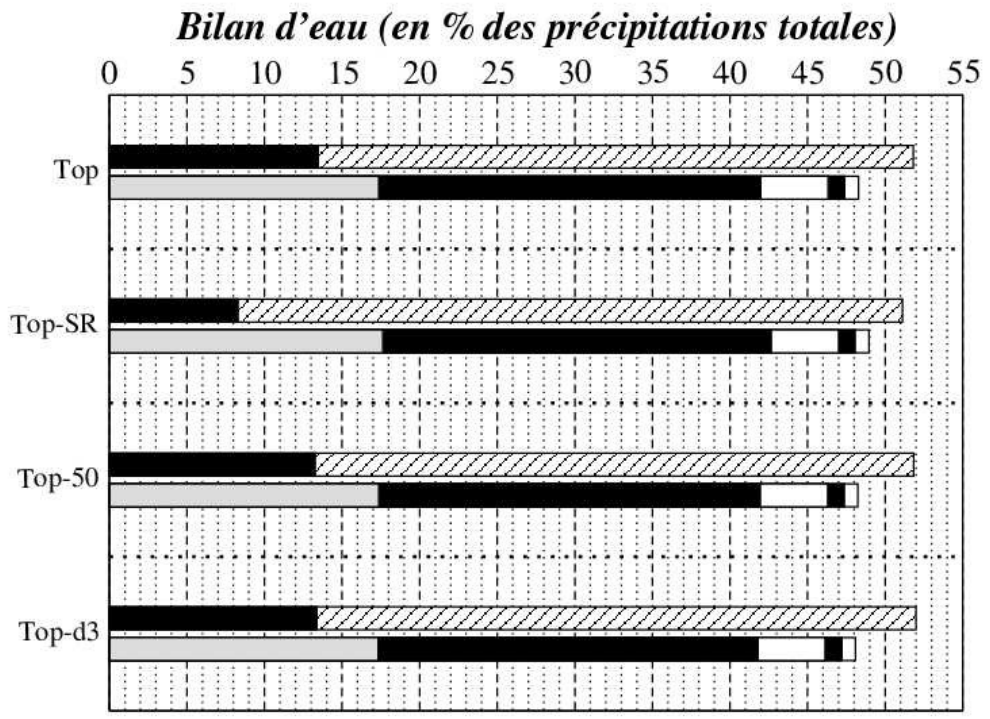
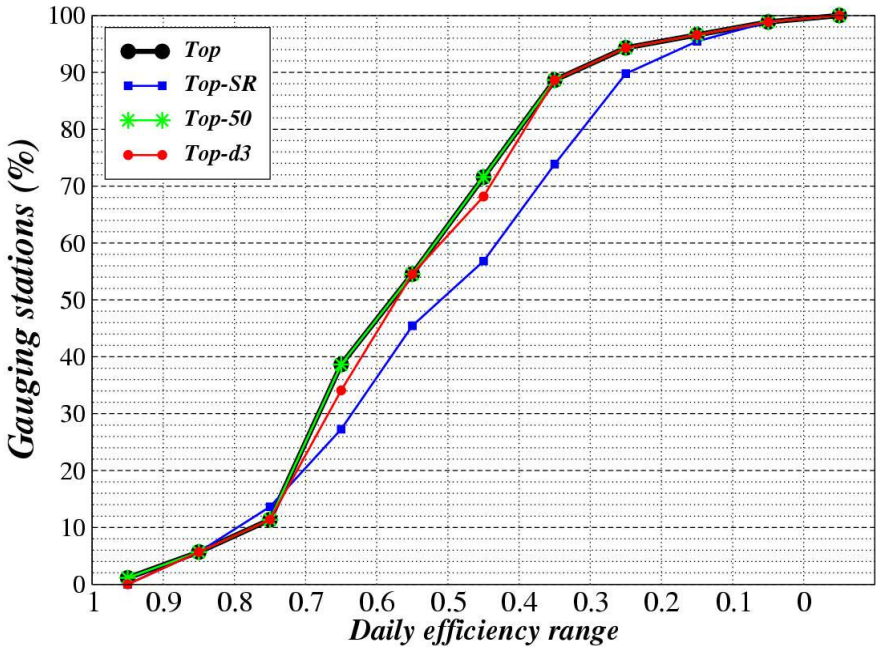



**Figure 4.9 – Comparaison des bilans d'eau annuels moyens simulés par les quatre versions d'ISBA-TOPMODEL.** Les flux sont exprimés en pourcentage des précipitations totales (%P) similairement à la figure 3.3.




| *Statistiques* | *Top* | *Top-SR* | *Top-50* | *Top-d3* |
|---|---|---|---|---|
| Minimum | -0.01 | -1.10 | -0.01 | -0.02 |
| Moyenne | 0.52 | 0.46 | 0.51 | 0.50 |
| Maximum | 0.90 | 0.88 | 0.90 | 0.90 |
| Ecart type | 0.19 | 0.21 | 0.19 | 0.19 |
| NSBE | 62 | 6 | 15 | 5 |

**Figure 4.10 – Distributions cumulées des efficiences quotidiennes calculées sur 88 stations réparties sur le bassin.** Les statistiques de chaque distribution sont données au-dessous.

Le fait que *Top-50* et *Top* soient très proches s'explique par la régression linéaire 4.31 montrant que l'évolution temporelle de $w_{50}$ est quasi corrélée avec l'évolution temporelle de $w_2$. Sur quelques sous bassins, *Top-50* montre une meilleure réactivité du ruissellement de surface et donc des débits. Cet effet reste néanmoins mineur et il n'est pas dit que la régression 4.31 établie sur le Rhône soit applicable à l'échelle globale. *Top-d3* montre des simulations des débits moins bonnes que *Top* et *Top-50*. En effet, lorsque la zone racinaire est sèche en été, la couche profonde ($w_3$) reste plus humide. Cette humidité résiduelle est suffisante pour générer une fraction saturée bien plus importante que pour *Top* et *Top-50*. En d'autres termes, cette configuration mène à des ruissellements de surface trop intenses lorsque les sols en surface sont secs.

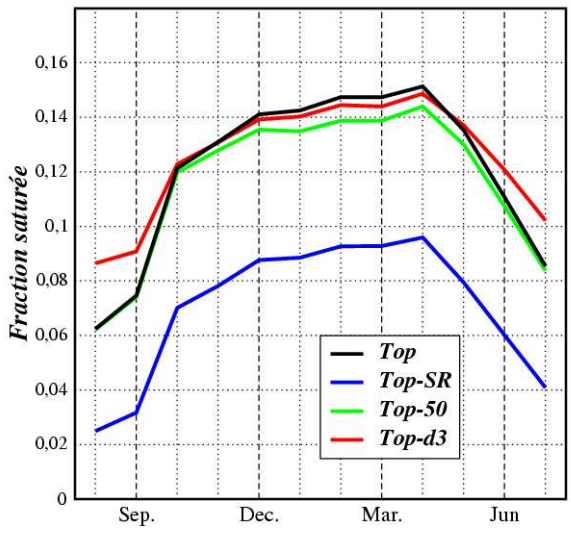



**Figure 4.11 – Comparaison du cycle annuel moyen mensuel de la fraction saturée.** *Top* est représenté en noir, *Top-SR* en bleu, *Top-50* en vert et *Top-d3* en rouge.

La différence des fractions saturées simulées par *Top* et *Top-SR* est flagrante (Fig. 4.11). Elle est directement liée à la surestimation des forts indices topographiques au sein d'une maille quand la régression de Wolock et McCabe (2000) n'est pas prise en compte. Le fait de ne pas utiliser cette régression devrait mener à des fractions saturées plus importantes, comme le montre la figure (4.12a). Néanmoins, les indices topographiques ayant une valeur élevée sont ceux qui aspirent à être saturés les premiers et sont donc représentatifs d'un déficit local nul. Ceci mène plus rapidement à des déficits moyens faibles au sein de la maille (Fig. 4.12b) pour un même indice seuil. Or, comme le montre la figure (4.12c), c'est ce dernier processus qui l'emporte sur le premier. Ainsi, pour une valeur donnée du contenu en eau de la zone racinaire et donc pour une valeur donnée d'un déficit moyen (Eq. 4.29), la fraction saturée est généralement plus importante en tenant compte de la régression. Cependant, plus on s'approche de la saturation de la zone racinaire et plus cette tendance s'inverse (Fig. 4.12c).

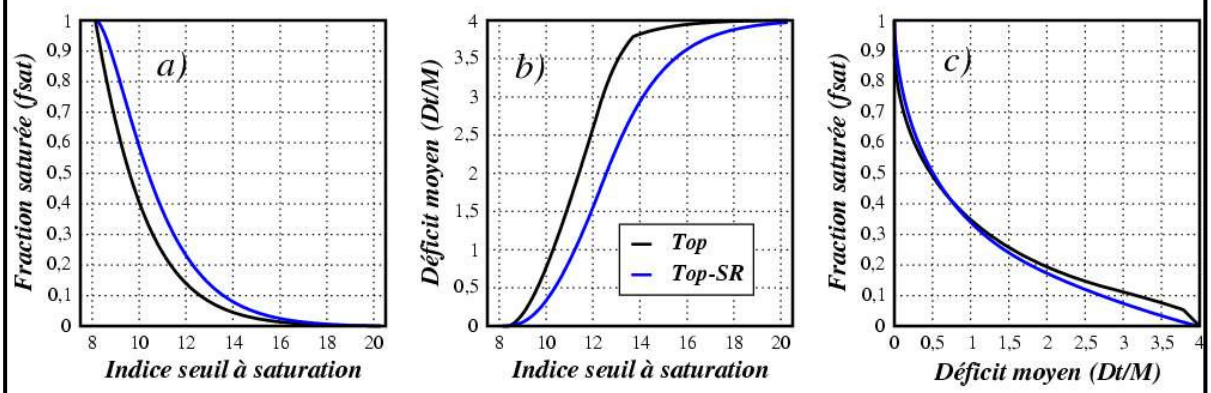



**Figure 4.12 – Comparaison des déficits moyens et des fractions saturées calculés par *Top* en noir et *Top-SR* en bleu pour une seule maille du domaine prise au hasard : a)** Fraction saturée, $f_{sat}$, versus indice seuil à saturation, $\lambda_{sat}$. **b)** Déficit moyen, $D_t/M$, versus indice seuil à saturation. **c)** Fraction saturée versus déficit moyen.

Habets et Saulnier (2001) ont utilisé un MNT de 75m de résolution pour calculer la distribution des indices topographiques sur le bassin de l'Ardèche. A son embouchure, située à la Sauze-Saint-Martin, les débits simulés sur 14 années par ISBA-TOPMODEL montraient une efficience journalière de 0.63. Dans des conditions quasi identique, l'efficience de *Top* à cette station est de 0.61 contre 0.50 pour *Top-SR*, mettant en évidence l'intérêt de l'utilisation de la régression de Wolock et McCabe (2000) et l'importance liée à la résolution des MNT pour des simulations hydrologiques lorsqu'on utilise TOPMODEL. La prise en compte de la régression de Wolock et McCabe (2000) se révèle importante afin de simuler un ruissellement de surface convenable. Le choix de la couche active liant ISBA et TOPMODEL est secondaire. A ce sujet, comme bien souvent, le choix le plus simple, à savoir ici la couche racinaire, s'avère être le plus robuste.

## 4.3 - Les hétérogénéités verticales de conductivité hydraulique à saturation

TOPMODEL repose entre autres sur l'hypothèse d'un profil de décroissance avec la profondeur de la conductivité hydraulique à saturation. Beaucoup de modélisations (Stieglitz et al. 1997, Koster et al. 2000b, Warrach et al. 2002, Seuffert et al. 2002, Gedney et Cox 2003, Chen et Kumar 2001, Niu et Yang 2003) sont aujourd'hui basées sur cette hypothèse de profil de $k_{sat}$ avec la profondeur. De plus, nous avons vu précédemment (discussion autour du ruissellement de sub-surface TOPMODEL en section 4.1.3) que certains LSM (Stieglitz et al. 1997, Koster et al. 2000b) font l'hypothèse d'un $k_{sat}$ en surface bien supérieur à celui donné par Clapp et Hornberger (1978). Ces valeurs dites « compactées » sont généralement utilisées dans les modèles de climat. L'introduction de la diminution de $k_{sat}$ avec la profondeur dans ces LSMs a révélé que les valeurs du $k_{sat}$ employées par les climatologues pouvaient être beaucoup plus faibles que celles employées par les hydrologues à la surface des sols (Beven 1982b).

Chen et Kumar (2001) ont alors proposé un profil de décroissance exponentielle où $k_{sat}$ atteint sa valeur compactée à une profondeur de 1m et augmente approximativement d'un facteur 10 à 100 à la surface. Ce formalisme a été appliqué à l'échelle régionale (Niu et Yang 2003) comme à l'échelle continentale (Chen et Kumar 2001), mais seul l'effet lié à TOPMODEL sur le ruissellement et le bilan d'eau a été étudié. Nous interrogeant alors sur l'impact précis d'une augmentation de $k_{sat}$ dans le premier mètre de sol sur le bilan d'eau et les débits simulés, nous avons introduit dans ISBA une représentation simple du formalisme de Chen et Kumar (2001). Ceci nous a donc permis d'en étudier les effets sur le bilan d'eau simulé mais aussi sur la sensibilité du modèle à l'agrégation spatiale.

Lors de Rhône-AGG, ISBA avait montré une sensibilité assez faible par rapport à la résolution spatiale. Néanmoins, certains défauts persistent comme la tendance à sous-estimer le ruissellement total et à surestimer l'évapotranspiration, particulièrement l'évaporation de la canopée. Rhône-AGG a montré que ces défauts sont assez généralisés dans les différents modèles de surface. Ce sous-chapitre est aussi l'occasion de revenir sur ces problèmes.

## 4.3.1 - Impact of an exponential profile of saturated hydraulic conductivity within the ISBA LSM: simulations over the Rhône basin (B. Decharme, H. Douville, A. Boone, F. Habets, J. Noilhan, 2005, *J. Hydrometeor.*, In press)

**Abstract**

This study focuses on the influence of an exponential profile of saturated hydraulic conductivity, $k_{sat}$, with soil depth on the water budget simulated by the ISBA land surface model over the French Rhône River basin. With this exponential profile, the saturated hydraulic conductivity at the surface increases by approximately a factor of 10, and its mean value increases in the root zone and decreases in the deeper region of the soil in comparison with the values given by Clapp and Hornberger (1978). This new version of ISBA is compared to the original version in off-line simulations using the Rhône-Aggregation high-resolution database. Low-resolution simulations, where all atmospheric data and surface parameters have been aggregated, are also performed to test the impact of the modified $k_{sat}$ profile at the typical scale of climate model. The simulated discharges are compared to observation from a dense network consisting of 88 gauging stations.

Results of the high-resolution experiments show that the exponential profile of $k_{sat}$ globally improves the simulated discharges, and that the assumption of an increase in saturated hydraulic conductivity from the soil surface to a depth close to the rooting depth in comparison with values given by Clapp and Hornberger (1978) is reasonable. Results of the scaling experiments indicate that this parameterization is also suitable for large-scale hydrological applications. Nevertheless, low-resolution simulations with both model versions overestimate evapotranspiration (especially from the plant transpiration and the wet fraction of the canopy) to the detriment of total runoff, which emphasizes the need for implementing subgrid distribution of precipitation and land surface properties in large-scale hydrological applications.

### *4.3.1.1 - Introduction*

Land surface models (LSMs) were introduced in atmospheric general circulation models (AGCMs) to provide realistic lower boundary conditions to temperature and moisture. The complexity of these models ranges from the simple bucket model (Manabe 1969) to more sophisticated soil-vegetation-atmosphere transfer schemes with multiple parameterizations representing the physical processes linked to vegetation, soil, and snow. Although these models have been significantly improved over recent decades, hydrologic applications still remain a challenge for state-of-the-art LSMs. A new approach that consists of coupling LSMs with river routing schemes appears to be a powerful tool for understanding the regional and global water cycles (Dümenil and Todini 1992, Habets at al. 1999b and c, Oki et al. 1999), predicting streamflow (Habets et al. 2004), and thus, improving SVAT parameterizations (Lohmann et al. 1998, Chapelon et al. 2002, Boone et al. 2004). LSMs are used on a wide range of spatial scales, including at very low resolutions when they are coupled to AGCMs. Therefore, the influence of scaling on the LSM parameterizations, especially for hydrological applications, appears as a critical problem (Wood et al. 1998, Lohmann et al. 1998, Dirmeyer and al. 1999). Along these lines, the Rhône-Aggregation (Rhône-AGG) LSM intercomparison project was recently undertaken at Météo-France (Boone et al. 2004). The first goal of Rhône-AGG was to investigate how different LSMs simulate the river water balance at high-resolution for several annual cycles compared to observed data from a dense network of gauging stations. It was shown that the subgrid runoff formulation is particularly important

for simulating realistic daily discharges over the Rhône river basin. The second goal of the project was to examine the impact of changing the horizontal resolution on the simulations. Results from a series of scaling experiments were examined in which the spatial resolution was decreased to be more consistent with that of AGCMs. The general conclusion was that LSMs that take account of land surface and/or atmospheric forcing spatial heterogeneities are able to reduce the scaling influence on the simulated water budget.

In addition to surface heterogeneities, other physical soil processes exert a significant influence on river discharge and soil moisture. For example, many studies revealed that the organic matter, and the living and decayed root systems have a strong impact on soil hydraulic conductivity. Water movement into the soil is generally favored in the uppermost few centimeters (Delire et al. 1997). Roots create relatively large continuous openings, which serve as conducting channels for rapid movement of water in forest soil profiles (Gaiser 1952). Over a local watershed forested area, Harr (1977) pointed out that soil structural characteristics affect hydrologic properties more than textural properties. Texture and total porosity changed little with depth but saturated hydraulic conductivity, $k_{sat}$, decreased significantly, and pore-size distribution changed markedly. After and during a storm event, both the magnitude and the direction of the water flux in the soil and the subsoil varied temporally. Moreover, the maximum fluxes in the top meter were greater than those in the subsoil. These observations are consistent with the assumption of surface-macropores that favor water movement in the soil surface (Beven 1982a). Beven (1982b) proposed that the decrease of $k_{sat}$ and porosity could be estimated using exponential relationships. He showed, from a wide range of in-situ data, that there was no significant relationship between both exponential profiles, and that the decrease of $k_{sat}$ was much more rapid than that of porosity, which could be neglected (Beven 1984). Vertically homogeneous soil porosity is therefore a reasonable assumption when assuming an exponential profile of $k_{sat}$. Coupling these works with a statistical approach that takes into account the spatial variability of the catchment topography, Beven and Kirkby (1979) and Sivapalan at al. (1987) proposed a simple hydrological forecasting model, named TOPMODEL, that takes account of the strong influence of topography on the generation of soil moisture heterogeneity and runoff.

Famiglietti and Wood (1994a) were the first to introduce both the exponential profile of $k_{sat}$ and the TOPMODEL formalism in a LSM at a catchment scale. This work, like that of Sivapalan et al. (1987), accounts for saturation excess runoff generation (Dunne process) via TOPMODEL, but also includes a separate infiltration excess mechanism (Horton runoff) using an Philip approximation to the infiltration capacity. Based on these studies, Stieglitz et al. (1997) performed a comparison between a single-column model where $k_{sat}$ was taken to be vertically homogeneous, and another single-column model where $k_{sat}$ declined with depth and was much higher by a factor 100 in the first soil centimeters. Then, they showed that the exponential profile had an influence on simulated river discharge. The introduction of this decrease of $k_{sat}$ in a LSM revealed that the so-called compacted values of $k_{sat}$ (Chen and Kumar 2001) used by climate modelers, given for example by Brooks and Corey (1966) or Clapp and Horneberger (1978), could be much lower than those used by hydrologists in the soil surface layers (Beven 1982b). Then, with the same approach as Stieglitz et al. (1997), Chen and Kumar (2001) proposed that $k_{sat}$ reaches its so-called "compacted" value at a depth of 1m, and increases by approximately a factor 10 at the surface. However, one can question whether an increase of $k_{sat}$ in the first soil meter, below which it reaches its hypothetical compacted value, is a realistic assumption. This formalism was applied at the local scale (Niu and Yang 2003), as well as at the continental scale (Chen and Kumar 2001) with a model resolution more consistent with that of AGCMs. Nevertheless, one can also wonder what is the impact of an exponential profile of $k_{sat}$ on the simulated water budget sensitivity to spatial aggregation.

Using the Rhône-AGG data set, the first goal of the present study is to examine the relevance of the approach of Chen and Kumar (2001) to simulate the land surface water budget at a regional scale. The second objective is to examine the influence of the exponential profile of $k_{sat}$ on the simulated water budget sensitivity to spatial aggregation in order to investigate if this approach is also suitable for global hydrological applications. A simple parameterization of the $k_{sat}$ profile is introduced in ISBA, which only depends on two parameters: the rate of decline of the $k_{sat}$ profile and the depth where $k_{sat}$ reaches its compacted value. The hydraulic conductivity profile can be generalized by a power function (Ambroise et al. 1996, Duan and Miller 1997, Iorgulescu and Musy 1997). Nevertheless, this kind of function depends on an additional shape parameter that would be difficult to calibrate at the global scale. So the simpler formalism of Chen and Kumar (2001) is here chosen. An overview of the original ISBA LSM and details of the exponential profile parameterization are presented in section 4.3.1.2. The Rhône-AGG modeling system is briefly reviewed in section 4.3.1.3. The results of the experiments are shown in section 4.3.1.4. A sensitivity study to the new parameters is presented in section 4.3.1.5. A final discussion and the conclusions are provided in sections 4.3.1.6 and 4.3.1.7 respectively.

### *4.3.1.2 - The ISBA land surface model*

**a. Overview of the model**

The initial ISBA LSM was developed at Météo-France by Noilhan and Planton (1989) and implemented in the Météo-France atmospheric GCM by Manzi and Planton (1994) and Mahfouf et al. (1995) and more recently in the Canadian Regional Weather Forecast Model by Belair et al. (2003). ISBA contains the basic physics of the land surface. The model is relatively simple and needs only a limited number of parameters, which depend on the type of soil and vegetation. It uses the force-restore method (Deardorff 1977, 1978) to calculate the time evolution of the surface and mean soil temperature. The water budget is based on a soil hydrology, a rainfall interception scheme (Noilhan and Mahfouf 1996), and a one-layer snow scheme (Douville et al. 1995). Note that a more complex snow scheme is also available (Boone and Etchevers 2001) but is not used in the present study as the more simple snow scheme is currently used in the climate model. The model also simulates freezing and thawing in the two uppermost layers (Boone et al. 2000).

The original ISBA LSM had only a two-layer soil hydrology: a thin surface layer with a uniform depth, $d_1$ (m), included in the total soil layer. More recently, a third layer was introduced by Boone et al. (1999) in order to distinguish between the rooting depth, $d_2$ (m), and the total soil depth, $d_3$ (m). In other words, the ISBA LSM now has a three-layer soil hydrology: the root zone layer overlaps the surface layer, whereas the deep-soil reservoir extends from the base of the root zone to the base of the modeled soil column. The surface runoff, which only takes into account the Dunne mechanism, is calculated through the use of a new TOPMODEL formalism. This surface runoff formulation was validated over the French Ardèche river basin by Habets and Saulnier (2001) using the two-layer soil hydrology version. In this study, the coupling between ISBA and TOPMODEL is generalized to the three-layer version. The main difference is that the spatial distribution of the topographic index in each grid-cell is computed with the three-parameter gamma distribution introduced by Sivapalan et al. (1987) (section 4.1.3).

The gravitational drainage (Mahfouf and Noilhan 1996) was modified in order to enable a linear residual drainage when the soil moisture of each layer is below the field capacity, $w_{fc}$ ($m^3.m^{-3}$). The idea is to take account of spatial heterogeneity of soil moisture and soil hydraulic properties within a grid box (Habets et al. 1999b, Etchevers et al. 2001; section 2.4.5). This residual drainage is not specifically calibrated for the Rhône basin but was tuned

in global hydrological simulations. When the $k_{sat}$ exponential profile option is used, no drainage occurs below the wilting point. The assumption is that water is globally linked with the root and pore into the soil when this one is dry. In addition, if the soil moisture of the third layer exceeds the soil porosity, a saturation excess subsurface runoff is generated. Note that, the drainage or subsurface runoff, $Q_{sb}$, generated by ISBA is the sum of the deep-drainage, $K_3$, and of the saturation excess runoff of each layer. The subsurface runoff formalism given by TOPMODEL is not used here. A schematic representation of ISBA is shown in Fig. 4.14.

Finally, all force-restore terms ($C_1$, $C_2$, $C_3$ and $C_4$) and soil hydrological parameters ($w_{sat}$, $w_{wilt}$ and $w_{fc}$) are related to soil textural properties and moisture using the parameter expressions and values from Clapp and Hornberger (1978) (Noilhan and Mahfouf 1996, Boone et al. 1999). These expressions relate hydraulic conductivity, $k$ (m.s$^{-1}$), and matric potential, $\psi$ (m), to each volumetric soil water content $w_i$ at level $i$ as a function of soil type (Brooks and Corey 1966, Clapp and Hornberger 1978):

$$\psi(w_i) = \psi_{sat}\left(\frac{w_i}{w_{sat}}\right)^{-b} \qquad (i=1,3) \tag{4.32a}$$

$$k(w_i) = k_{sat,c}\left(\frac{w_i}{w_{sat}}\right)^{-2b+3} \qquad (i=1,3) \tag{4.32b}$$

where $k_{sat,c}$ (m.s$^{-1}$) is the compacted value of the saturated hydraulic conductivity given by Clapp and Hornberger (1978), $\psi_{sat}$ (m) is the saturated soil water potential or air entry potential, and $b$ is the dimensionless slope of the soil moisture retention curve.

**b. Exponential profile of $k_{sat}$**

Montaldo and Albertson (2001) have already studied the impact of an exponential profile of soil hydraulic properties in the ISBA LSM, but in the case of stratified soils. They introduced a textural layering effect, representing this exponential profile, in the two-layer version of ISBA. They showed that this exponential profile improved the soil moisture content of both layers in comparison with observed data. In this study, this approach is generalized to the three-layer soil hydrology, but with vertically homogeneous soil textures in absence of detailed field information on soil stratification.

As already mentioned in the introduction, the chosen formalism is close to the one proposed by Chen and Kumar (2001):

$$k_{sat}(z) = k_{sat,c} \times e^{-f(z-d_c)} \tag{4.33a}$$

$$k(w_i, z) = k_{sat}(z)\left(\frac{w_i}{w_{sat}}\right)^{-2b+3} \tag{4.33b}$$

where $z$ (m) is the depth of the soil profile and $f$ (m$^{-1}$) is the exponential profile decay factor. This formalism assumes that at the compacted depth, $d_c$ (m), $k_{sat}$ reaches the compacted value, $k_{sat,c}$ given by Clapp and Hornberger (1978). The hydraulic conductivity profile in the original version of ISBA is assumed to be vertically homogeneous (Eq. 4.32b). Thus, the parameterization of an exponential profile of $k_{sat}$ involves a simple recalculation of all force-restore coefficients introduced in section 2.4, and now named $C'_1$, $C'_2$, $C'_3$, $C'_4$.

The surface restore coefficient, $C_1$, is directly proportional to the root square of the inverse of the first layer's saturated hydraulic conductivity (Noilhan and Planton 1989 , section 2.4.2). For estimating $C'_1$, the original coefficient $C_1$ is multiplied by a quantity

representing the average saturated hydraulic conductivity, $\bar{k}_{sat,1}$, in the first layer. Because the first layer is very thin (0.01m), its average saturated hydraulic conductivity value is close to the saturated hydraulic conductivity at the surface $(z = 0)$: $\bar{k}_{sat,1} \approx k_{sat}(0)$. Then, to substitute Eq. 4.33b into the surface restore coefficient, $C_1$, leads to:

$$C'_1 = C_1 \times \sqrt{\frac{1}{e^{fd_c}}} \tag{4.34}$$

The coefficient $C_2$ characterizes the velocity at which the water profile is restored to its equilibrium. It increases or decreases with hydraulic conductivity. Noilhan and Planton (1989) proposed that the $C_2$ coefficient depends on soil moisture and is proportional to $C_{2ref}$, which is a function of soil texture (section 2.4.4). Thus, for taking account of the influence of the $k_{sat}$ profile in layers one and two, the value of $C_{2ref}$ is empirically adjusted. Hence, according to Noilhan and Planton (1989), the $C'_2$ coefficient is given by:

$$C'_2 = \left( C_{2ref} + \tau \frac{\bar{k}_{sat,2} - k_{sat,c}}{d_2} \right) \times \left( \frac{w_2}{w_{sat} - w_2} \right) = C_2 + \tau \frac{\bar{k}_{sat,2} - k_{sat,c}}{d_2} \left( \frac{w_2}{w_{sat} - w_2} \right) \tag{4.35a}$$

$$\bar{k}_{sat,2} = \frac{1}{d_2} \int_0^{d_2} k_{sat}(z).dz = k_{sat,c} \frac{\left( e^{fd_c} - e^{f(d_c - d_2)} \right)}{fd_2} \tag{4.35b}$$

where $\tau$ (s) is a time constant of one day, and $\bar{k}_{sat,2}$ is the saturated hydraulic conductivity averaged over the root zone profile. In Eq. 2.5, the diffusion term, $D_1$, in the right hand side represents the diffusion of water in the soil. It depends of a restoring term, which characterizes the effect of the vertical gradient of hydraulic potential (Noilhan and Planton 1989).

However, Montaldo and Albertson (2001) showed that the structure of this restoring term is not directly adaptable to a soil model with an exponential profile of hydraulic properties. The value of the surface volumetric water content at the balance of gravity and capillary forces, $w_{geq}$ ($m^3.m^{-3}$), is a function of $w_2$ and of soil textures with adjustments to account for the relative importance of capillarity and gravity forces (Noilhan and Planton 1989). Hence, if $w_1$ is greater than this equilibrium value, $w_{geq}$, then the surface layer is expected to be draining to the root zone, and if $w_1$ is less than $w_{geq}$, the upper layer is expected to be recharging from below. However, Montaldo and Albertson (2001) have shown that ISBA could erroneously predict a significant upward flow in the surface layer for a soil with an exponential profile. Thus, they proposed to adjust the $w_2$ value for the calculation of the $C_2$ coefficient and $w_{geq}$ term. Similarly, the new parameterization presented in this paper assumes that when the surface and root layers are in equilibrium ($w_2 = w_1$), both equalities $\psi(w_1) = \psi(w_2)$ and $k(w_1) = k(w_2)$ must be satisfied because ISBA assumes vertically homogeneous soil textural properties. This is the case for the first equation 4.32a, but not for the second as it is shown by Eq. 4.33. Therefore, with the same idea as in Montaldo and Albertson (2001) and after combining several algebraic steps starting from Eq. 4.33b, the $w_2$ value for the $C_2$ and $w_{geq}$ calculation is adjusted as follows:

$$w'_2 = w_2 \left( \frac{\bar{k}_{sat,2}}{k_{sat}(0)} \right)^{\frac{1}{2b+3}} \tag{4.36}$$

The $C_3$ coefficient characterizes the rate at which the water profile is restored to the field capacity for a soil layer with a thickness of one meter. Its analytical expression, which can be found in Mahfouf and Noilhan (1996), is directly proportional to the average saturated

hydraulic conductivity of each layer (section 2.4.5). Then, both $C'_3$ coefficients (for layers two and three respectively) are estimated as follows:

$$C'_{3,2} = C_3 \frac{\bar{k}_{sat,2}}{k_{sat,c}} = C_3 \frac{\left(e^{fd_c} - e^{f(d_c - d_2)}\right)}{fd_2} \tag{4.37a}$$

$$C'_{3,3} = C_3 \frac{\bar{k}_{sat,3}}{k_{sat,c}} = C_3 \frac{\left(e^{f(d_c - d_2)} - e^{f(d_c - d_3)}\right)}{f(d_3 - d_2)} \tag{4.37b}$$

where $\bar{k}_{sat,3}$ is the average saturated hydraulic conductivity over the deep layer profile.

Finally, the diffusion restore coefficient $C_4$, which was calibrated by taking into account the grid geometry of both sub-surface soil layers, is also directly proportional to the average saturated hydraulic conductivity between the mid-interval of layers two and three (Boone et al. 1999; section 2.4.4). In this case, the $C'_4$ coefficient was parameterized as follows:

$$C'_4 = \frac{C_4}{k_{sat,c}} \times \frac{2}{d_3} \int_{\frac{d_2}{2}}^{\frac{d_3+d_2}{2}} k_{sat}(z).dz = C_4 \frac{2}{fd_3} \left( e^{f\left(d_c - \frac{d_2}{2}\right)} - e^{f\left(d_c - \frac{d_3+d_2}{2}\right)} \right) \tag{4.38}$$

Note that, this new parameterization was tested against in situ observations with the experimental dataset used by Mahfouf and Noilhan (1991) and with the MUREX field experiment dataset (Calvet and al. 1999). Comparisons with observed soil moisture and energy fluxes showed satisfactory results (section 4.3.2). Moreover, simulations with the multi-layer version of ISBA (with explicit resolution of the diffusion equations, Boone et al. 2000) confirm that the exponential profile of $k_{sat}$ has a positive impact especially on the simulated soil water profile (section 4.3.2).

### *4.3.1.3 - Experiment design*

**a. Brief overview of the GEWEX-Rhône project**

The Rhône is the largest European river flowing into the Mediterranean Sea. The Rhône basin covers over 95,000km² mostly in southeastern France (Fig. 4.13). Soil and vegetation characteristics, subsurface parameters, and atmospheric forcing are mapped onto this domain under the auspices of the Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX) Rhône project (http://www.cnrm.meteo.fr/mc2/projects/rhoneagg/), which was conceived in recent years by the French research community in order to study the continental water cycle on the regional scale. The Rhône aggregation data set is described in detail in Boone et al. (2004).

The domain is divided up into 1471 8km by 8km grid boxes. The atmospheric forcing is calculated using the SAFRAN (Analysis System for Providing Atmospheric Information Relevetant to Snow) analysis system (Durand et al. 1993). The input atmospheric data consist of standard screen-level observations at approximately 60 Météo-France weather network sites within the domain. The data are recessed over 249 homogeneous climatic zones, and total daily precipitation data from over 1500 gauges. All of the common forcing variables are available at a 3-h time interval. Four years of forcing are used in the current study, starting 1 August, 1985, and ending 31 July, 1989. The four-year monthly mean rainfall and snowfall rates are shown in Fig. 4.13. Solid precipitation is mainly concentrated over the alpine region. For liquid precipitation, orographic effects play an important role, with the strongest rates

observed near the Cévennes, Jura and Vosges mountains. Total precipitation has a weak interannual variability even if the third year is slightly wetter than the others (see Etchevers et al. (2001) for further details on the atmospheric forcing; section 3.1.2 and 3.3).

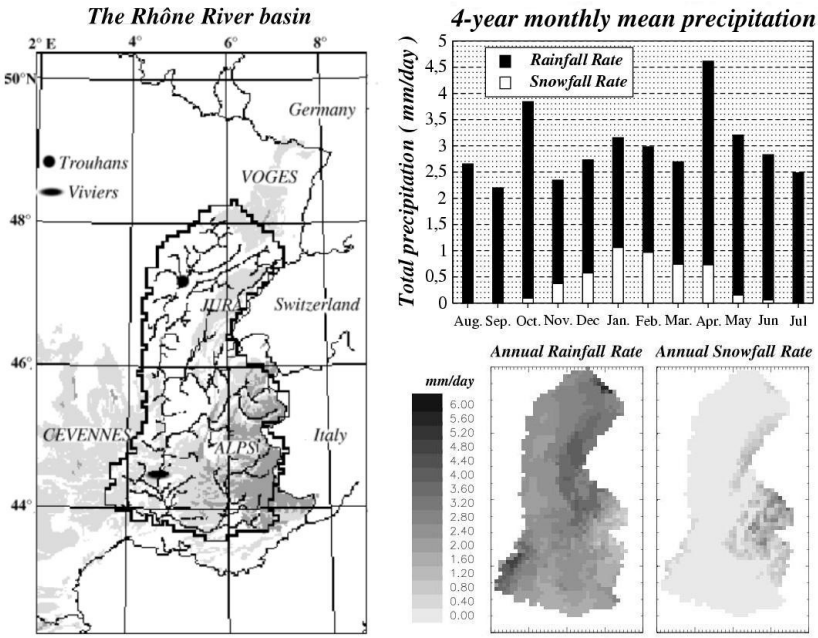



**Figure 4.13 - Representation of the Rhône River basin (left), monthly mean basin-average precipitation rate (right top) and spatial distribution of the annual mean rainfall and snowfall rates (right bottom).** Mountainous areas (in grey) and the Trouhans (plain circle) and Viviers (plain oval circle) gauging stations are shown.

Soil and vegetation data are available at the same spatial resolution as the atmospheric forcing. Soil parameters are defined using the soil textural properties from the INRA (National Institute of Agronomical Research) soil database (King et al. 1995). Vegetation parameters are defined using a vegetation map from the Corine Land Cover Archive (Giordano, 1992) and a two-year satellite archive of the Advanced Very High Resolution Radiometer/Normalized Difference Vegetation Index (AVHRR/NDVI, Champeaux et al. 2000).

In addition to both the SAFRAN analysis system and the ISBA LSM, another component of the Rhône-AGG modeling system is the MODCOU distributed hydrological model (Habets et al. 1999a; section 3.1.3). MODCOU is used to convert the surface runoff and the drainage produced by ISBA into river discharge and water table variations (Fig. 4.14). The surface runoff is transferred to the river, and the routing from each grid cell is based on isochronous zones using a time step of one day. The drainage acts as a source for the water table, which is modeled using the diffusivity equations. The version of the MODCOU model used in the present study is slightly different from this used in the Rhône-AGG project. The routing in the river and the

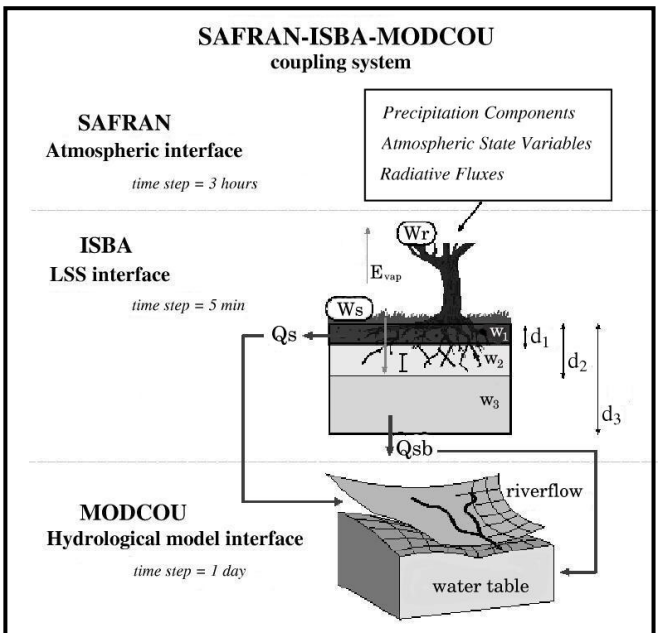



**Figure 4.14 - Schematic representation of the SAFRAN-ISBA-MODCOU coupling system.** All variables are defined in section 3.a.

relation between the aquifer and the river is computed over the reach for all river gages and not only for the one connected to the aquifer. It is important to note that the three components of the modeling system were developed and validated independently. Further details related to the off-line experiment design can be found in Habets et al. (1999c).

**b. Experiments**

The ISBA LSM is integrated with a 5 min time step for four consecutive annual cycles, but the first year is treated as a spin-up year. Results are validated over the last three years (August 1986 to July 1989). Three kinds of experiments are performed. The first two are aimed at validating ISBA with (*ISBA-exp*) and without (*ISBA*) the exponential profile of $k_{sat}$. The third one is a sensitivity study to the $k_{sat}$ exponential profile parameters, $d_c$ and $f$. For the first two experiments, the control simulation consists of running ISBA over the high-resolution grid (8km by 8km). The range and average of each land surface parameter over the entire domain are shown in Table 3.2. The simulated total runoff is used to drive the MODCOU hydrological model, and the simulated discharges are compared to observed data. The set of observations that is used for evaluating the ISBA simulations over the Rhône basin consists of daily streamflow data from 88 river gauges. Only sub-basins where damming does not impact the flow too much are used for the validation (Etchevers et al. 2001, Habets et al. 1999c). The second experiment is based on the same protocol. The only difference is that simulations are performed at a low resolution (1° by 1°) after aggregating all atmospheric data and surface parameters (more details can be found in Boone et al. 2004). Because the MODCOU model is integrated over the high-resolution grid, the simulated runoff is linearly disaggregated to the 8 km by 8 km grid before it is transferred to the hydrological model.

The purpose of this experiment is to address two issues:

- First, how does the upscaling affect the simulated water budget components?
- Secondly, is the exponential profile of $k_{sat}$ also suitable for global hydrological applications?

Finally, for the sensitivity study to the $d_c$ and $f$ parameters, the various values for each parameter are summarized in Table 4.5. These simulations are performed only on the high-resolution grid in order to explore briefly how these two parameters affect the simulated water budget components and river discharges, and to give some general perspectives. Note that one simulation is performed with the hypothesis of Beven (1997) who proposed a proportional relationship between the $f$ and $M$ parameters if a constant "drained porosity" is assumed in the model. $M$ (m) is a coefficient that describes the exponential decrease of the soil transmissivity with local deficit into the TOPMODEL formalism (see section 4.2.1.3). In ISBA, like in most LSMs, soil textural properties are homogeneous over the entire soil column. Then, the drained porosity can be related to the difference between the saturation and lower level water contents that permits drainage. ISBA with the exponential profile of $k_{sat}$ assumes no drainage below wilting point (cf. section 4.3.1.2), and thus the relationship between the $f$ and $M$ parameters can be written as:

$$f = \frac{w_{sat} - w_{wilt}}{M} \tag{4.39}$$

### *4.3.1.4 - Results*

In the validation experiments, the soil column in the *ISBA-exp* simulation assumes an exponential profile of $k_{sat}$ where the compacted depth, $d_c$, is defined as the rooting depth with the assumption that roots and organic matter favor the development of macrospore and facilitate the water movements. Furthermore, below the rooting depth, the soil compaction

effect implies more difficult water movements in the deep soil. In local scale applications, $f$ is generally calibrated, but, at a regional or a global scale, it is not possible and a constant value of $2m^{-1}$ is here used over the entire Rhône river basin. In other words, $k_{sat}$ at the surface increases by approximately a factor of 10, and its mean value grows in the root zone and decreases in the deeper region of the soil in comparison with a vertically homogeneous profile of $k_{sat}$ (see Table 4.5). These values provide optimal river discharge simulations, as the sensitivity analysis will show in section 4.3.1.6.

**a. High resolution experiments**

*a.1) Surface hydrological fluxes*

The comparison in Fig. (4.15) shows that the partitioning of total annual mean precipitation between total runoff ($Q_s$+$Q_{sb}$) and evapotranspiration ($E_{vap}$) in the *ISBA-exp* simulation is slightly more balanced (51% / 49%) than in the *ISBA* simulation, which tends to favor total runoff at the expense of $E_{vap}$ (52% / 48%). The partitioning between surface runoff ($Q_s$) and drainage ($Q_{sb}$) is more contrasted. With the exponential profile, the drainage is clearly reduced. The $Q_s/(Q_s+Q_{sb})$ (surface runoff/total runoff) ratio decreases from 0.26 for *ISBA* to 0.22 for *ISBA-exp*. Nevertheless, the main difference between both model versions is that the exponential profile clearly induces an increase in bare soil evaporation ($E_{soil}$) to the detriment of the plant transpiration ($E_{transp}$). Note that, ice sublimation ($S_{ice}$) and snow sublimation ($S_{snow}$) are quite small over the entire Rhône basin.

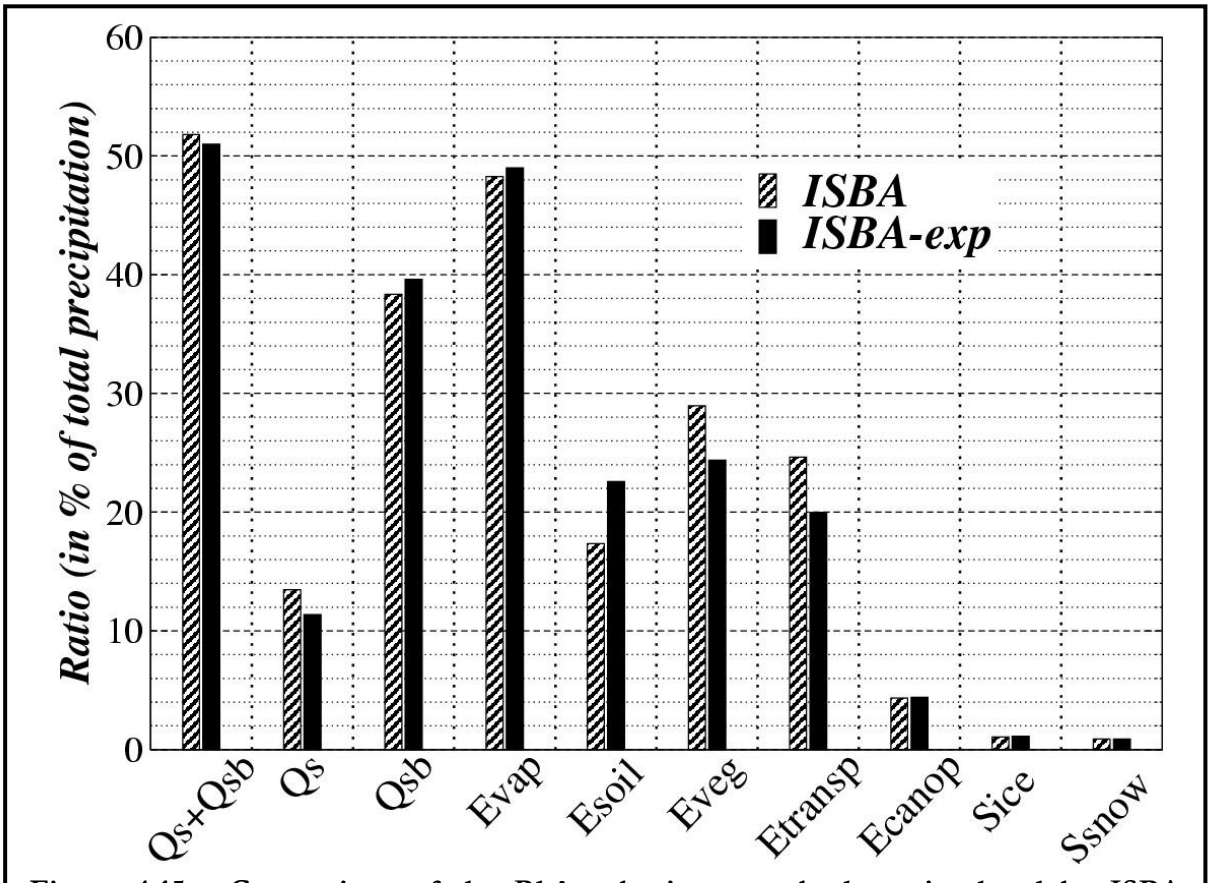



**Figure 4.15 - Comparison of the Rhône basin water budget simulated by ISBA (dashed bar) and ISBA-exp (plain bars) at the high resolution.** The annual mean basin-average ratios of total runoff ($Q_s$+$Q_{sb}$), surface runoff ($Q_s$), drainage ($Q_{sb}$), evapotranspiration ($E_{vap}$), bare soil evaporation ($E_{soil}$), vegetation evapotranspiration ($E_{veg}$), plant transpiration ($E_{transp}$), canopy interception loss ($E_{canop}$), ice sublimation ($S_{ice}$) and snow sublimation ($S_{snow}$) to total precipitation are expressed in %. Note that $E_{veg} = E_{transp} + E_{canop}$.

*a.2) Soil moisture*

Soil moisture is a key hydrological variable because it controls the partitioning of precipitation between runoff and evapotranspiration. For quantifying the soil water content, a normalized index named Soil Wetness Index (*SWI*) can be defined as follows:

$$SWI = \frac{w_{tot} - w_{wilt}}{w_{fc} - w_{wilt}} \tag{4.40}$$

where $w_{tot}$ represents the total volumetric soil water content ($m^3.m^{-3}$) since the ISBA top layer ($w_1$) is included in the rooting reservoir ($w_2$). The *SWI* takes a value of 0 when the soil water content is at the wilting point and a value of 1 at the field capacity.

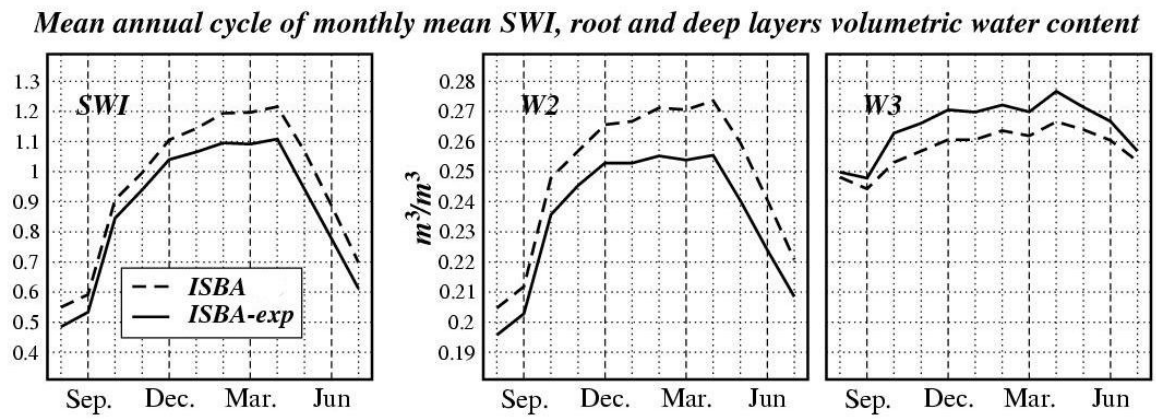



**Figure 4.16 - Mean annual cycle of the monthly mean SWI, rooting and deep layer volumetric water contents, denoted $w_2$ and $w_3$ respectively.**

For the whole period, *ISBA-exp* shows a general deficit in soil moisture in comparison with *ISBA* (Fig. 4.16). On the one hand, the lower states of *SWI* equilibrium and of moisture equilibrium in the root layer ($w_2$) are directly related because the water storage capacity of the rooting reservoir is larger than that of the deep reservoir. On the other hand, the volumetric water content of the deep reservoir ($w_3$) in *ISBA-exp* is larger than in *ISBA*. These results are consistent with an increase of $k_{sat}$ from the rooting depth to the surface (related to *ISBA*), which favors upward water fluxes to the surface and downward water fluxes to the deep reservoir. The increase in upward water diffusion favors bare soil evaporation to the detriment of plant transpiration. Furthermore, the decrease of $k_{sat}$ in the deep soil favors water storage and thus drainage. Accordingly, *ISBA-exp* shows a drier rooting layer that involves a weaker surface runoff than in *ISBA* because surface runoff is directly related to the root layer water content.

*a.3) Discharges*

The simulated discharges are validated at Trouhans and Viviers, which are located in the northern and southern parts of the basin (Fig. 4.13), in Fig. (4.17a) and (4.17b), respectively. Observed data from Trouhans are used to evaluate the discharge simulations over a small basin (~900km²). The mouth of the Rhône River is not used here for the validation over the entire basin because dams greatly influence this station. Nevertheless, a more reasonable model evaluation over a large portion of the basin (81%) can be done using observed data from Viviers. The statistics are shown in Table 4.2 where *Eff* represents efficiency or Nash-Sutcliffe criterion (Nash and Sutcliffe 1970), and $Q_{sim}/Q_{obs}$ represents the annual simulated/observed discharge ratio (section 3.5).

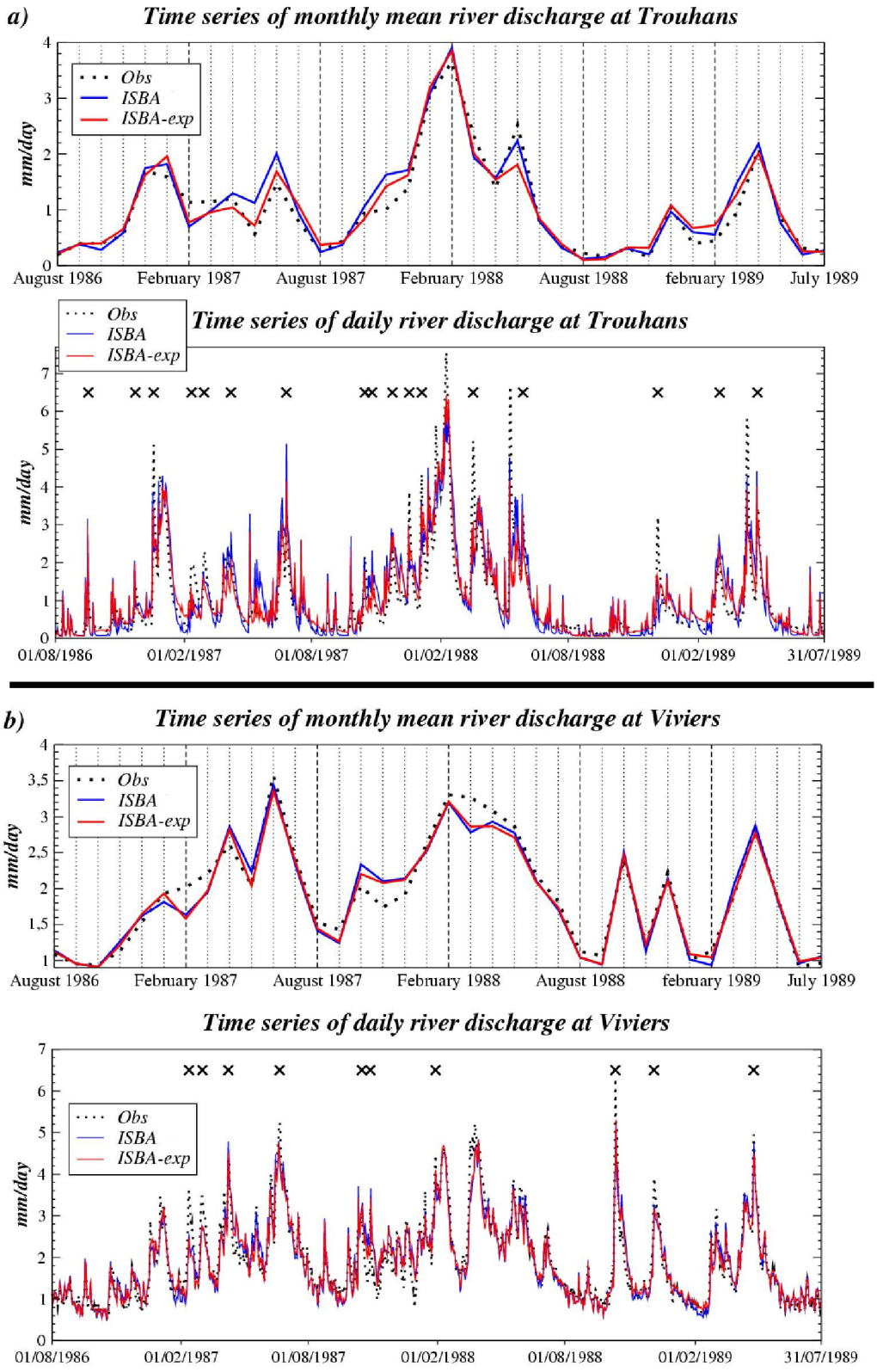



**Figure 4.17 - Time series of the observed (black points) and simulated (blue line for ISBA and red line for ISBA-exp) monthly mean and daily river discharges at Trouhans (a) and Viviers (b).** Location of these gauging stations is shown in Fig. (4.13). Black crosses show the selected storm events for the composite analysis provided in Fig. 4.18.

| Gauging stations | Simulations | $Q_{sim}/Q_{obs}$ | *Eff* | |
|---|---|---|---|---|
| | | | Monthly | Daily |
| Trouhans | *ISBA* | 1.06 | 0.91 | 0.75 |
| | *ISBA-exp* | 1.04 | 0.93 | 0.81 |
| Viviers | *ISBA* | 0.99 | 0.94 | 0.89 |
| | *ISBA-exp* | 0.98 | 0.95 | 0.91 |

**Table 4.2 - Statistics of simulated monthly and daily river discharges at Trouhans and Viviers.** Definitions of $Q_{sim}/Q_{obs}$ and efficiency (*Eff*) are given in section 3.5.

$Q_{sim}/Q_{obs}$ for the two models at each station is close to 1 indicating that both model versions simulate the annual discharge well over the entire period. The monthly *Eff* also show good results, but it is difficult to decide which model version is the best at this time scale. The daily *Eff* lead to the same conclusion even if *ISBA-exp* shows a positive impact on the quality of the simulated discharges at Trouhans. This advantage is mainly due to an improved discharge dynamics as shown in Fig. (4.18) where composites from about ten rainy events (crosses in Fig. 4.17) are shown for both stations. Even if both model versions show a lack of discharge production during the rainy events, *ISBA-exp* shows a better behaviour, especially after the peak of runoff.

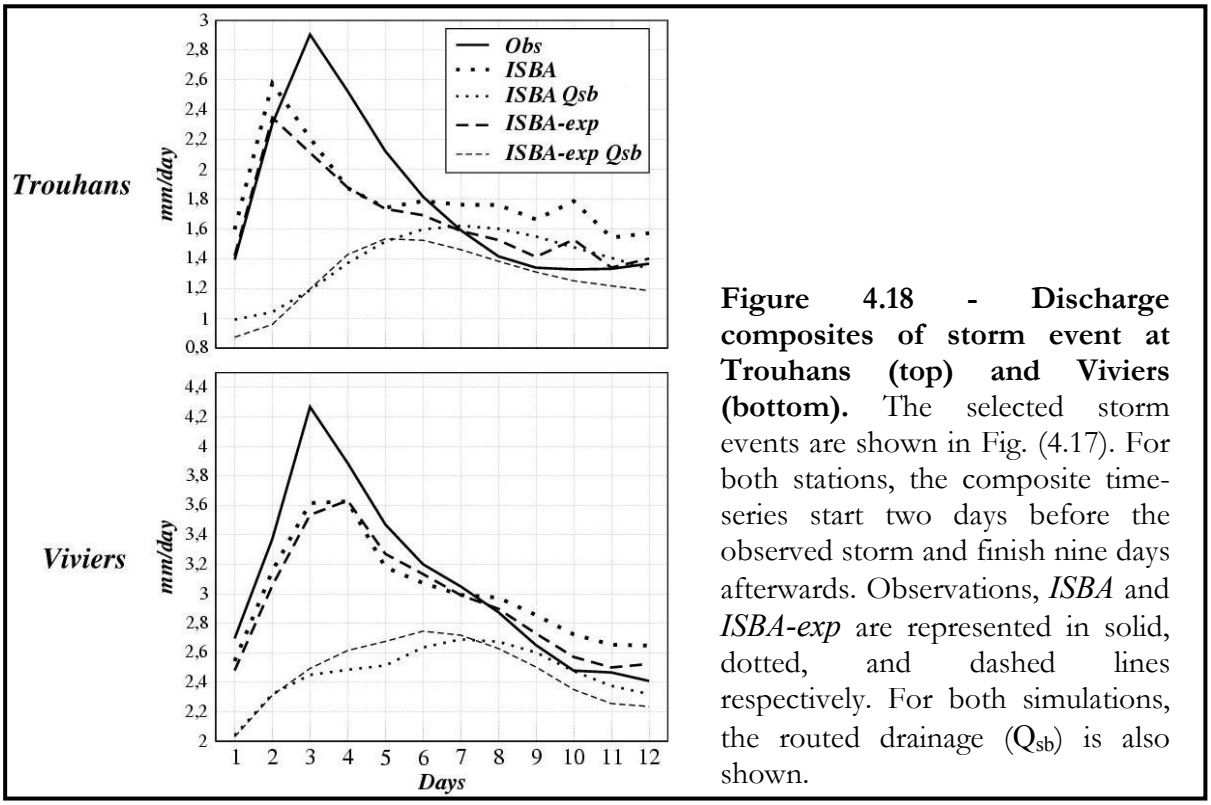



**Figure 4.18 - Discharge composites of storm event at Trouhans (top) and Viviers (bottom).** The selected storm events are shown in Fig. (4.17). For both stations, the composite time-series start two days before the observed storm and finish nine days afterwards. Observations, *ISBA* and *ISBA-exp* are represented in solid, dotted, and dashed lines respectively. For both simulations, the routed drainage ($Q_{sb}$) is also shown.

A global discharge validation based on a daily efficiency comparison (Fig. 4.19) is also performed with the help of 88 gauging stations distributed over the entire basin. The number of stations, where the efficiency is high, is larger for *ISBA-exp* than for *ISBA*. For example, the efficiencies of *ISBA-exp* and *ISBA* are greater than 0.7 at 22% and 11% of the gauging-station respectively. Furthermore, the mean value of *Eff* grows from 0.52 for *ISBA* to 0.55 for *ISBA-exp* (Table 4.3). The station-by-station comparison (NSBE in Table 4.3) reveals that there are 69 gauging stations for a total of 88 where the *ISBA-exp* efficiencies are improved compared to *ISBA*.

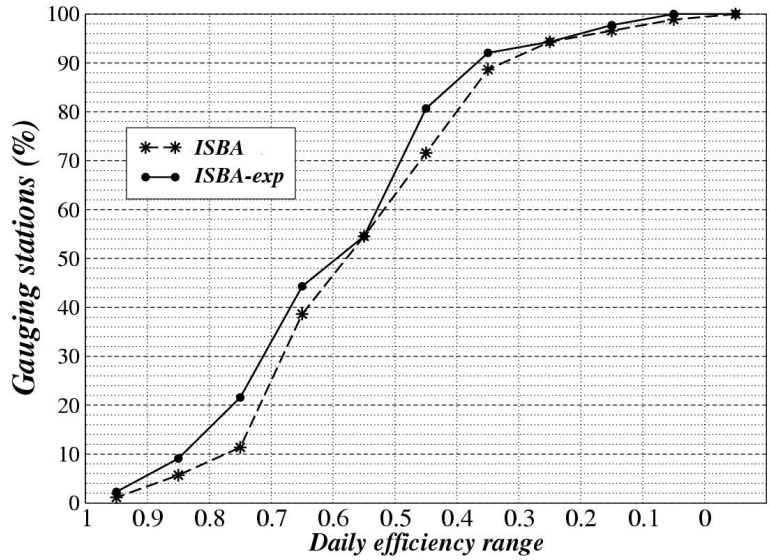



**Figure 4.19 - Cumulative efficiency distributions of daily river discharges simulated at high resolution.** The dashed and solid lines represent the *ISBA* and *ISBA-exp* distributions, respectively. These distributions are computed from a dense observational network consisting of daily discharges at 88 gauging stations. Statistics about these distributions are given in Table (4.3).

| *Eff* distribution statistics | *ISBA* | *ISBA-exp* |
|---|---|---|
| Min | -0.01 | 0.05 |
| Mean | 0.52 | 0.55 |
| Max | 0.90 | 0.91 |
| Std | 0.19 | 0.19 |
| NSBE | 19 | 69 |

**Table 4.3 - Statistics of the efficiency distribution of the simulated daily river discharges at the high resolution.** The minimum (Min), mean (Mean), maximum (Max), and standard deviation (Std) of the distribution are shown. The number of stations with the best efficiency (NSBE) is also represented.

**b. Low-resolution experiments**

*b.1) Water budget sensitivity*

In both model versions, the upscaling effect induces an increase in evapotranspiration and a decrease in total runoff (Fig. 4.20a) in keeping with conclusions of Rhône-AGG (Boone et al. 2004). The overestimation of the evapotranspiration at the low resolution is mainly due to the plant transpiration and the canopy interception loss ($E_{canop}$). The increase in interception loss at the low resolution is a well-known response to the aggregated precipitation. The spatial average involved by upscaling reduces the precipitation rates, and increases the spatial coverage of a rainfall event (Dolman and Blyth, 1997, Boone et al. 2004, Vérant et al. 2004).

The total runoff deficit is clearly due to surface runoff and drainage discrepancies, especially during the summer, and early autumn. The poor root mean square error (RMS) (Fig. 4.20b) between monthly total runoff simulated at the high and low resolutions mainly results from this drastic underestimation during this period. The main reason is the forcing aggregation, and not just the aggregation of precipitation, that leads to warmer and dryer conditions at low resolution (Boone et al. 2004), and thus favours evapotranspiration. In addition, the ice and snow sublimation are underestimated at a low resolution (Fig. 4.20a) because these warmer conditions involves a deficit in simulated snow mass and soil ice content (Boone et al. 2004). Finally, the upscaling of vegetation and soil properties also tends to favour plant transpiration instead of total runoff (not shown).

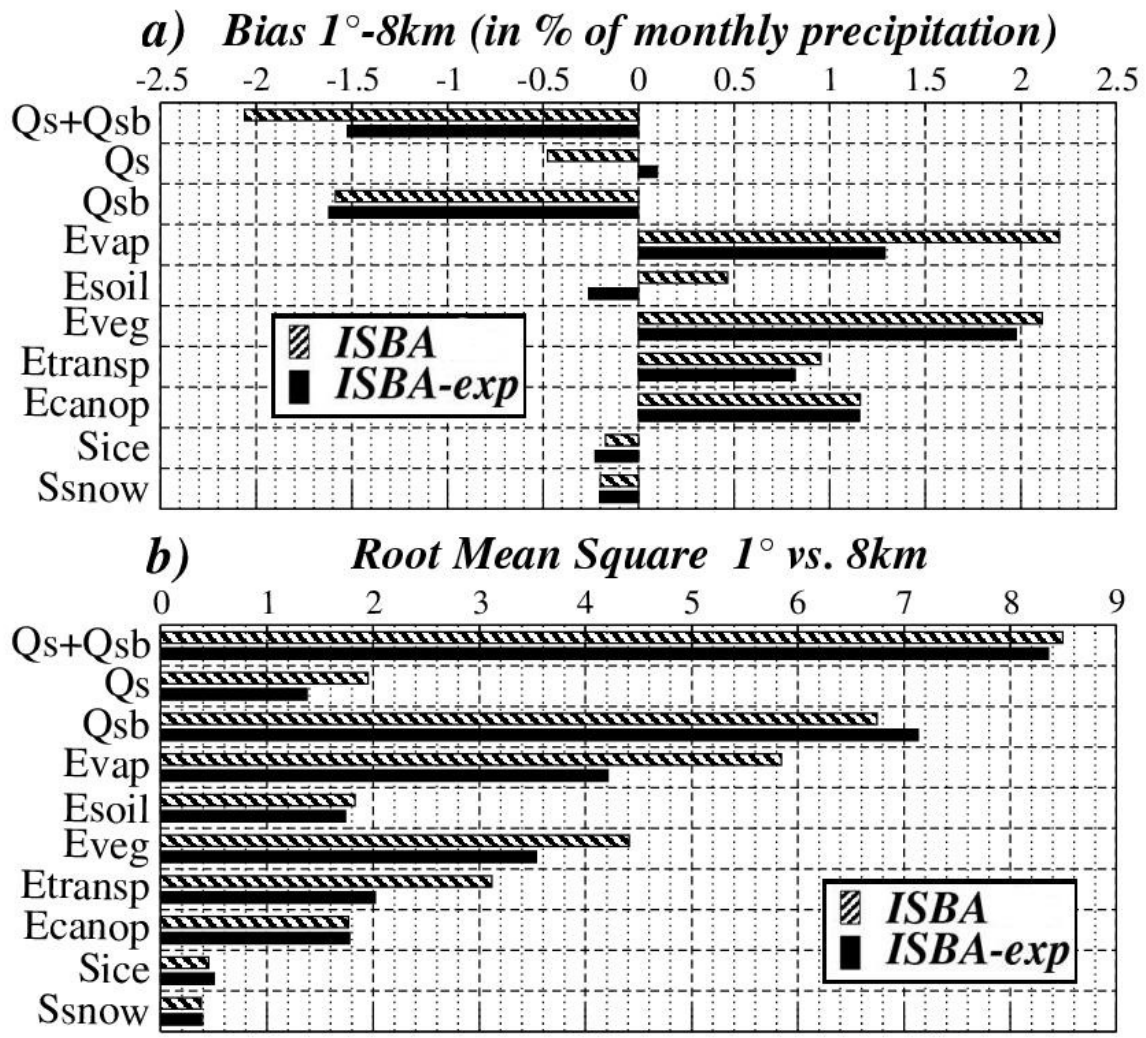



**Figure 4.20 - .Impact of scaling on the simulated water budget.** The low-resolution experiment (1° by 1°) is compared to the high-resolution experiment (8km by 8km). The bias (a) and root mean square error (b) of surface hydrological fluxes are calculated using the basin-average ratio of each monthly mean flux ($\overline{Flux}_{month}$) to monthly mean precipitation ($\overline{P}_{month}$) in %: $100 \times \frac{\overline{Flux}_{month}}{\overline{P}_{month}} \quad (month = 1,36)$. Notations are the same as in Fig. (4.15).

*ISBA-exp* shows a relatively weaker sensitivity to spatial aggregation for total runoff and evapotranspiration (Fig. 4.20). Surface runoff sensitivity is clearly reduced but it is not the case for drainage. The exponential profile tends also to reduce the sensitivity of plant transpiration and bare soil evaporation. In other words, the exponential profile of $k_{sat}$ shows a positive impact on the water budget sensitivity to model resolution.

*b.2) Discharges*

The same validation as in section 4.3.1.4.a.3 is performed. The cumulative daily efficiency distribution of *ISBA-exp* (Fig. 4.21) shows improved results. Furthermore, the comparison station by station shows that the *ISBA-exp* efficiencies is improved at 73 of the 88 gauging-stations (Table 4.4). The mean value grows from 0.39 for *ISBA* to 0.42 for *ISBA-exp*.

| *Eff* distribution statistics | *ISBA* | *ISBA-exp* |
|---|---|---|
| Min | -1.50 | -1.75 |
| Mean | 0.39 | 0.42 |
| Max | 0.90 | 0.91 |
| Std | 0.35 | 0.39 |
| NSBE | 15 | 73 |

**Table 4.4 - As in Table 4.3, but for statistics of the efficiency distribution of the simulated daily river discharges at the low resolution.**

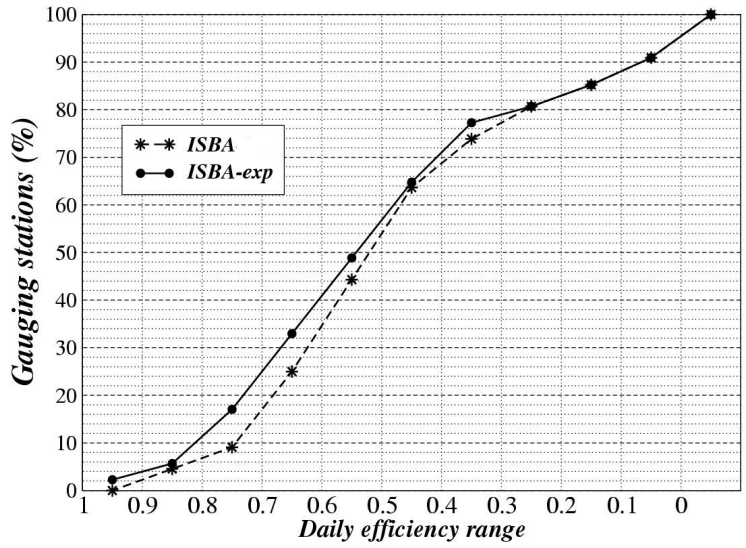



**Figure 4.21 - Cumulative efficiency distributions of daily river discharges simulated at low resolution.** Notations are the same as in Fig. 4.19. Statistics about these distributions are given in Table 4.4.

### *4.3.1.5 - Sensitivity Tests*

The two last experiments consist of running *ISBA-exp* at the high resolution with the different values of the compacted depth and $f$ (Table 4.5). In the first experiment, the compacted depth varies from a value of 0 m to 1.5 m ($f$ fixed to $2m^{-1}$) in order to investigate the impact on the simulated water budget over the Rhône basin of variation in $k_{sat}$ in the first meter of the soil relative to the values given by Clapp and Hornberger (1978). The second experiment consists of running *ISBA-exp* with $f$ varying from a value of 1 $m^{-1}$ to 3 $m^{-1}$ (the compacted depth fixed to the rooting depth). The simulation with $f$ proportional to the $M$-parameter of TOPMODEL (Eq. 4.39) is named the $M$-simulation. For this simulation, $f$ has a basin average value of 2.68 $m^{-1}$ with a range of 2 $m^{-1}$ to 4 $m^{-1}$. In these two experiments, the control run is the *ISBA-exp* simulation with the same configuration as in section 4.3.1.4 (the compacted depth fixed to the rooting depth and $f = 2m^{-1}$).

**a. Surface hydrological fluxes**

The compacted depth has a weak influence on the partitioning of precipitation into total runoff and evapotranspiration (Fig. 4.22a), but $f$ alters notably this partitioning (Fig. 4.22b). Nevertheless, the partitioning of total runoff into surface runoff and drainage, as well as the partitioning of evapotranspiration into bare soil evaporation and plant transpiration, is slightly more sensitive to the compacted depth than to $f$. The increase of $f$ favors clearly surface runoff instead of drainage, as well as plant transpiration. This is also true, though less marked, for the compacted depth. More generally, the increase of both $f$ and the compacted depth leads to an increase in runoff at the expense of evapotranspiration.

| Simulations | $k_{sat}(0)/k_{sat,c}$ | | $\bar{k}_{sat,2}/k_{sat,c}$ | | $\bar{k}_{sat,3}/k_{sat,c}$ | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | Avg. | Range | Avg. | Range | Avg. | Range |
| $d_c$ = 0.0m ($f$=2m$^{-1}$) | 1.00 | - | 0.32 | (0.42, 0.25) | 0.03 | (0.13, 0.01) |
| $d_c$ = 1.0m ($f$=2m$^{-1}$) | 7.34 | - | 2.33 | (3.19, 1.81) | 0.23 | (1.00, 0.06) |
| $d_c$ = 1.5m ($f$=2m$^{-1}$) | 20.10 | - | 6.33 | (8.68, 4.93) | 0.63 | (2.71, 0.16) |
| Control run (*ISBA-exp*) | 25.60 | (54.60, 7.40) | 7.44 | (13.40, 3.19) | 0.54 | (1.00, 0.43) |
| $f$ = 1m$^{-1}$ ($d_c$=$d_2$) | 4.88 | (7.39, 2.72) | 2.43 | (3.19, 1.72) | 0.72 | (1.00, 0.63) |
| $f \sim M^{-1}$ ($d_c$=$d_2$) | 54.60 | - | 13.40 | - | 0.47 | (2.99, 0.43) |
| $f$ = 3m$^{-1}$ ($d_c$=$d_2$) | 144.00 | (403.00, 20.10) | 27.70 | (67.10, 6.36) | 0.42 | (0.99, 0.32) |

**Table 4.5 - Summary of the sensitivity study experiments.** The control run is similar to the *ISBA-exp* simulation in section 5. The basin-average $k_{sat}(0)/k_{sat,c}$ and $\bar{k}_{sat,i}/k_{sat,c}$ ratios of each layer ($i$ = 2,3) are shown (denoted Avg.) as well as the corresponding ranges over the entire domain.

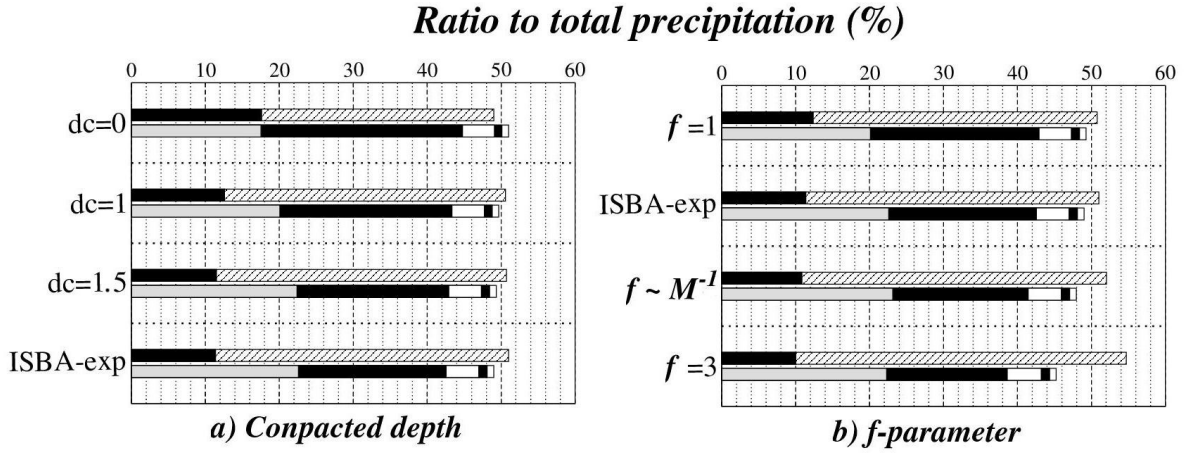



**Figure 4.22 - Sensitivity to the compacted depth, $d_c$, (a) and to the $f$-parameter (b) of the water budget simulated at high resolution.** Values of $d_c$ and $f$ are given in Table 3.7. The annual mean basin-average ratios of the different hydrological fluxes to the total precipitation are represented as in Fig. 4.15. For each simulation, the first bar (top) corresponds to the runoff components: surface runoff (plain bar) and drainage (dashed bar). The second bar (bottom) corresponds to the evaporative fluxes, from the left to the right: bare soil evaporation (gray), plant transpiration (black), canopy interception loss (white), and ice (black) and snow sublimation (white). The *ISBA-exp* simulation is the control run with the same configuration as in section 4.3.1.4 ($d_c = d_2$ and $f = 2\text{m}^{-1}$).

These results are not surprising. When the compacted depth and/or $f$ increase, the hydraulic conductivity is increased in the root layer. The augmentation of upward flows from this layer to the surface leads to an increase in bare soil evaporation and the downward flow to the deep soil is also favored. Then, the root layer water content decreases, so that surface runoff decreases, as well as plant transpiration. Moreover, when the compacted depth increases, $k_{sat}$ is also increased in the deep layer, and drainage is favored. Nevertheless, when $f$ increases, $k_{sat}$ decreases in the deep layer. Thus, the deep layer water content increases and, finally, drainage is favored. Note that the saturation excess subsurface runoff is not negligible when the compacted depth equals 0 m and 1 m (respectively 37.7% and 2% of drainage). It occurs because the strong decrease in $k_{sat}$ in the deep layer leads to the saturation of the lowest reservoir.

**b. Discharges**

Apart from the control run, the simulation obtained with a compacted depth of 1.5 m (Fig. 4.23a) and the *M*-simulation (Fig. 4.23b) show the best results. The mean values of *Eff* (0.55 and 0.54 respectively) are close to those obtained in the control run (Table 4.6). Furthermore, the simulation with a compacted depth of 1.5 m has the best daily efficiencies at 45 gauging-stations against 37 for the simulation without compacted depth ($d_c$ = 0 m) and only 6 for a compacted depth of 1 m. The *M*-simulation has the best daily efficiencies at 50 gauging-stations against 30 for $f$ = 1 $m^{-1}$ and only 8 for $f$ = 3 $m^{-1}$.

It should be also emphasized that the daily efficiency distributions of the simulation with a compacted depth of 1.5 m and the control run are very similar even if the NBSE criterion give a slight advantage to the control run. The daily efficiency distributions of the *M*-simulation and of the control run also show comparable simulated discharge scores although the control run efficiencies are better at 59 against 29 gauging-stations for the *M*-simulation.

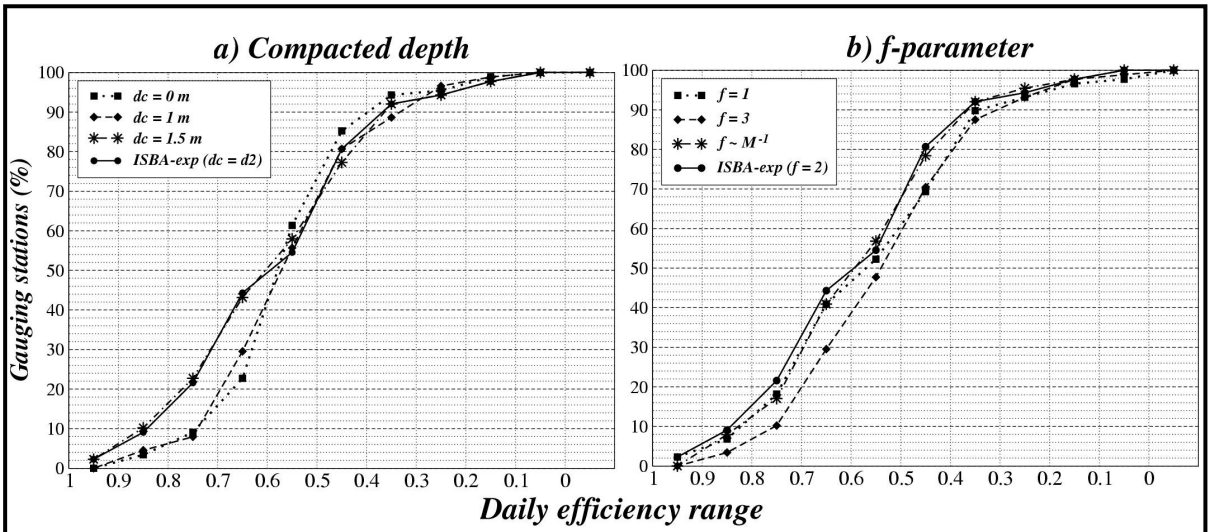



**Figure 4.23 - Sensitivity to the compacted depth, $d_c$, and to the *f*-parameter of daily river discharges simulated at the high resolution. (a)** efficiency distributions with $d_c$ = 0m (plain squares), 1m (plain diamond), and 1.5m (stars) are shown, as well as **(b)** efficiency distributions with $f$ = 1$m^{-1}$ (plain squares), 3$m^{-1}$ (plain diamond), and ~$M^{-1}$ (stars). The control run is represented in each figure by plain circles. Statistics about these distributions are given in Table 4.6.

| Simulations | Min | Mean | Max | Std | NSBE |
|---|---|---|---|---|---|
| $d_c$ = 0.0m ($f$=2$m^{-1}$) | 0.09 | 0.53 | 0.86 | 0.14 | 37 |
| $d_c$ = 1.0m ($f$=2$m^{-1}$) | 0.04 | 0.52 | 0.89 | 0.15 | 6 |
| $d_c$ = 1.5m ($f$=2$m^{-1}$) | 0.08 | 0.55 | 0.90 | 0.19 | 45 |
| Control run (*ISBA-exp*) | 0.05 | 0.55 | 0.91 | 0.19 | - |
| $f$ = 1 $m^{-1}$ ($d_c$=$d_2$) | -0.03 | 0.51 | 0.91 | 0.20 | 8 |
| $f$ = 3 $m^{-1}$ ($d_c$=$d_2$) | -0.02 | 0.49 | 0.85 | 0.18 | 30 |
| $f$ ~ $M^{-1}$ ($d_c$=$d_2$) | 0.06 | 0.54 | 0.89 | 0.18 | 50 |

**Table 4.6 - Results of the sensitivity study experiments: statistics of the efficiency distribution of the simulated daily river discharges.** Notations are the same as in Table 4.3.

### *4.3.1.6 - Discussion*

The results of the high-resolution experiments show that the two versions of ISBA simulate well the annual discharge over the entire period. Nevertheless, Fig. 6 reveals that a deficiency of simulated runoff leads to a shortage in discharge during some rainy events. The Dunne mechanism alone, through the use of the TOPMODEL framework, does not seem to be able to account of this, and the lack of Horton runoff seems to be critical. Moreover, for hydrological applications, the fundamental land surface element is generally defined as the river catchment with boundaries defined by topography (Koster et al. 2000b). Then, one can reasonably question whether the coupling strategy between ISBA and TOPMODEL, where the fundamental land surface element is a grid box (section 3.2.1.3), is really suitable even if it is the most common strategy used by climate modelers (Chen and Kumar 2001, Warrach et al. 2002, Seuffert et al. 2002, Gedney and Cox 2003, Niu and Yang 2003). The watershed boundary-based formulation is certainly more physical but it implies a greater numerical cost. Moreover, the simulated discharges at high and low resolutions, as well as the relatively slight impact of aggregation on the simulated surface runoff, suggest that this simple approach is efficient. The main original assumption is that all TOPMODEL parameters only depend on soil properties, and that no calibration is needed. This is an important remark that justifies the use of the model for global-scale applications where calibration is difficult.

The simple parameterization of the exponential profile of $k_{sat}$ introduced in ISBA can appear more questionable. Hydrological force-restore coefficients are usually calibrated with the help of multi-layer scheme based on the Richards equations (Noilhan and Planton 1989, Boone et al. 1999). For the introduction of this new $k_{sat}$ profile, this calibration appears difficult because, in addition to the textural properties, it the force-restore coefficients depend on a wide range of vertical grid configurations, and on a large number of combinations between the compacted depth and $f$. A more robust solution would be to replace the former homogeneous textural properties assumed in ISBA by a stratified soil (Montaldo and Albertson 2001). Nevertheless, the main constraint for climate modelers is that soil textural properties and their vertical profiles are poorly known at the global scale. Furthermore, the profile of $k_{sat}$ is not only correlated with soil textural properties, but is also influenced by surface macropores or large conducting channels created by organic matter, roots and/or agricultural human activity (Harr 1977, Beven 1984, Delire et al. 1997). The parameterization presented here has the advantage of simplicity and flexibility, while taking into account the essence of this physical phenomenon.

The exponential profile of $k_{sat}$ has a clear impact on the simulated water budget, and lead to different soil moisture equilibrium. When comparing *ISBA-exp* to *ISBA*, the fact that evapotranspiration is larger to the detriment of runoff is consistent with the results of Chen and Kumar (2001) over the entire North American continent. Nevertheless, the sensitivity experiments give some interesting insights. The simulation with a compacted depth, $d_c$, of 1.5 m is very similar to the control run ($d_c = d_2$) in terms of the water budget as well as quality of the simulated river discharges. This is because this simulation is performed with a compacted depth close to the basin-average rooting depth (1.54m in Table 3.2). Therefore, the simulations assuming a decrease of $k_{sat}$ directly from the surface ($d_c = 0$) or assuming a compacted depth of 1m show poor discharge scores in comparison with the control run. These results confirm the relevance of an increase in $k_{sat}$ from the uppermost few centimeters of soil to the rooting depth, in comparison with the values given by Clapp and Hornberger (1978). In addition, this conclusion points out that a compacted depth of 1m as in Chen and Kumar (2001) is not sufficient to optimize the increase in $k_{sat}$.

Boone et al. (2004) showed that simulating a reasonable ratio between surface runoff and total runoff is critical for producing realistic discharge over the Rhône River basin. The same conclusion was found by Lohmann et al. (1998) over the Red-Arkansas River basin. Results showing that the simulated discharge and the partitioning of total runoff into surface runoff and drainage is strongly sensitive to the choice of the compacted depth and to variations in $f$ (Fig. 4.22 and 4.23) reinforce this conclusion, and point out that the dynamics of the vertical water movements in the soil are also of primary importance. One general problem is that $f$, which is usually calibrated in small-scale hydrological applications, is extremely variable (Beven 1982b, 1997, Niu and Yang 2003). The $M$-simulation, which gives acceptable results in term of simulated daily river discharges, suggests that $f$ could be simply related to soil properties (Eq. 4.39 and 4.20). This is an interesting result in the perspective of large-scale hydrological applications where calibration appears difficult and where there is no clear evidence that $f$ should be spatially homogeneous.

The upscaling experiments show that the introduction of the exponential profile of $k_{sat}$ does not perturb the performance of ISBA in this kind of sensitivity experiment (Boone et al 2004). On the contrary, the impact of spatial aggregation on total runoff and evapotranspiration is less sensitive with this new parameterization, and the improvement of the simulated discharges at the low resolution suggests that the new scheme is applicable at typical AGCM horizontal resolutions. However, further tests at the global scale are warranted in order to test if the assumption of an exponential profile of $k_{sat}$ is acceptable, especially in arid areas where vegetation and organic matter are very sparse.

More generally, the scaling experiments show an overestimation in evapotranspiration and an underestimation in total runoff at the low resolution compared to the high resolution. The aggregation of vegetation and soil parameters, which tends to favour plant transpiration instead of total runoff, points out the need of subgrid variability in the land surface properties. As in Dolman and Blyth (1997), Boone et al. (2004) or Vérant et al. (2004), the dominant effect of the aggregated forcing, particularly of precipitation, is a strong increase in the canopy interception loss during the warm season. The lack of subgrid variability in precipitation and maximum infiltration capacity (Horton runoff) seems to be also critical, given the lack of simulated discharges during the rainy events (Fig 4.18). The impact of upscaling the atmospheric forcing (not just precipitation) on runoff is also important, as it will be shown in a forthcoming study. The aggregation of the atmospheric temperature and longwave downwelling radiation leads to warmer conditions at the low resolution, which favours evapotranspiration instead of total runoff. In addition, snow mass and soil ice are underestimated, and sublimation is weaker than at the high resolution (Boone et al. 2004). Some models link subgrid topography (as altitude-dependent mosaic tiles) to some forcing variables, and show good scaling results because more snow falls in higher and colder tiles/regions at the expense of lower and warmer tiles/regions (Essery 2003, Boone et al. 2004).

### *4.3.1.7 - Conclusions*

This study presents the impact of an exponential profile of saturated hydraulic conductivity with soil depth on the water budget simulated over the French Rhône River basin, using the Météo-France ISBA LSM. The main hypothesis is that roots and organic matter favor the development of macropores and enhance the water movement near the soil surface, and that soil compaction is an obstacle for vertical water transfer in the deeper regions of the soils. This model version is compared to the original version in off-line simulations using the same high (8 km by 8 km) and low (1° by 1°) resolutions database as in the Rhône-AGGregation project (Boone et al. 2004).

These two comparisons show that the exponential profile of $k_{sat}$ generally improves the simulated discharges. Therefore, it seems that an increase of $k_{sat}$ from the soil surface to a depth close to the rooting depth, in comparison with values given by Clapp and Hornberger (1978), is a reasonable assumption. Nevertheless the partitioning of evapotranspiration is modified, since bare soil evaporation is favored to the detriment of plant transpiration. This results in a lower soil moisture equilibrium. Sensitivity studies of the parameters that control the exponential profile of $k_{sat}$ show that their influence on the simulated water budget is relatively important. Very different river discharges are simulated pointing out that the dynamics of the vertical water movements in the soil has a strong impact on discharge scores. In other words, soil vertical heterogeneities can be as significant as horizontal land surface heterogeneities. In addition, the improvement of the simulated river discharges at the low resolution suggests that this parameterization is also suitable for large-scale hydrological applications. This conclusion is reinforced by the fact that the exponential profile of $k_{sat}$ reduces the impact of spatial aggregation on evapotranspiration and total runoff.

More generally, the high-resolution experiments point out that the Dunne mechanism, represented in this study through the use of the TOPMODEL formalism not sufficient to simulate daily discharges during heavy rain events, thereby emphasizing the need of a more comprehensive runoff scheme including the Horton runoff. The scaling experiment reveals that the low-resolution simulations with both model versions overestimate evapotranspiration. The largest impact is found with respect to the plant transpiration and canopy interception loss. In addition, the total runoff is notably underestimated. The lack of subgrid variability in precipitation and land surface properties, as well as in maximum infiltration capacity, seems to be critical. These results reinforce the general conclusions of several LSM intercomparison projects (Wood et al. 1998, Dirmeyer and al. 1999, Boone et al. 2004), which show that the main sources of subgrid variability are related to the spatial heterogeneities of precipitation, vegetation, soil properties, as well as topography, and that a parameterization of these subgrid phenomena at a low resolution, either through an explicit modeling of tiles or a statistical approach, is useful to properly partition precipitation between evapotranspiration and runoff.

### 4.3.2 - Résumé, compléments et critiques

L'introduction d'un profil de $k_{sat}$ dans ISBA montre que l'impact des hétérogénéités verticales dans le sol n'est pas négligeable. Cette paramétrisation dépend seulement de deux paramètres qui prennent en compte le taux de décroissance du profil de $k_{sat}$ et la profondeur où $k_{sat}$ atteint sa valeur compactée. Le premier paramètre, $f$, est constant ($2m^{-1}$) sur tout le bassin et le second, $d_c$ (m) est pris égal à la profondeur racinaire. L'hypothèse principale est que les racines et/ou les organismes vivants favorisent le développement de macro-pores qui tendent à augmenter le mouvement de l'eau près de la surface des sols. A l'inverse, la compaction du sol en profondeur représente un obstacle pour le transfert vertical de l'eau dans les horizons plus profonds. Ce profil exponentiel augmente $k_{sat}$ en surface approximativement d'un facteur 10 et sa valeur moyenne croît dans la zone racinaire et diminue dans la couche profonde en comparaison des valeurs données par Clapp et Horneberger (1978).

La simulation *ISBA-exp* tenant compte de ce processus montre une amélioration des débits simulés à la fois à haute et faible résolutions, moins marquée à Viviers, la station la plus en aval, que sur les stations d'aires de drainage inférieures. Elle montre aussi un impact positif sur la sensibilité du modèle à la résolution spatiale. Cette paramétrisation, bien que contestable, est basée sur un formalisme simple qui a aussi été testé à l'échelle locale et comparé à la version multicouche d'ISBA.

Une différence majeure entre les simulations sans (*ISBA*) et avec (*ISBA-exp*) le profil de $k_{sat}$ apparaît dans le bilan d'eau. *ISBA-exp* favorise l'évaporation du sol nu au détriment de la transpiration, ceci étant dû en majeure partie à l'augmentation des flux d'eau ascendants vers la couche de surface. Ce flux est directement lié au coefficient $C_2$ et à l'équilibre entre $w_1$ et $w_2$ via $w_{geq}$ (Eq. 2.28, 2.30 et 2.31). L'adaptation assez empirique de ce coefficient (Eq. 4.35 et 4.36) suite à l'introduction d'un profil de $k_{sat}$ a fait l'objet d'une attention toute particulière. Cette approche a été testée localement grâce à la base de données utilisée par Mahfouf et Noilhan (1991) pour comparer plusieurs formulations de l'évaporation du sol nu. Cette expérience, que nous appellerons *MN91*, consiste à implémenter ISBA pendant une semaine sur le domaine de Monfavet (France). Sur ce site dénué de toute végétation, des données d'humidité du sol et d'évaporation ont été recueillies. A l'instant initial, le contenu en eau du sol est proche de la capacité au champ et comme aucun événement pluvieux n'intervient durant la semaine considérée, seule la diffusion vers la surface intervient dans les transferts verticaux. Suite aux observations locales, le coefficient d'échange d'humidité entre la surface et l'atmosphère, $C_1$, intervenant dans le bilan de la couche superficielle (Eq. 2.5) est constant dans le temps et égal à 0.3 (voir Mahfouf et Noilhan 1991 pour plus de détails). Notons que tous les paramètres nécessaires au fonctionnement d'ISBA sur ce domaine sont aussi issus des observations. Trois expériences sont réalisées :

1. *MN91* : elle est similaire à celle effectuée par Mahfouf et Noilhan (1991). En d'autres termes, la conductivité hydraulique est supposée homogène dans le sol.
2. *ISBA-exp* : le profil exponentiel de $k_{sat}$ à été introduit dans la version *MN91* d'ISBA.
3. Dans la troisième, reprenant *ISBA-exp*, l'état d'équilibre entre l'humidité de la couche superficielle et de la couche racinaire assuré par l'équation (4.36) n'est pas pris en compte.

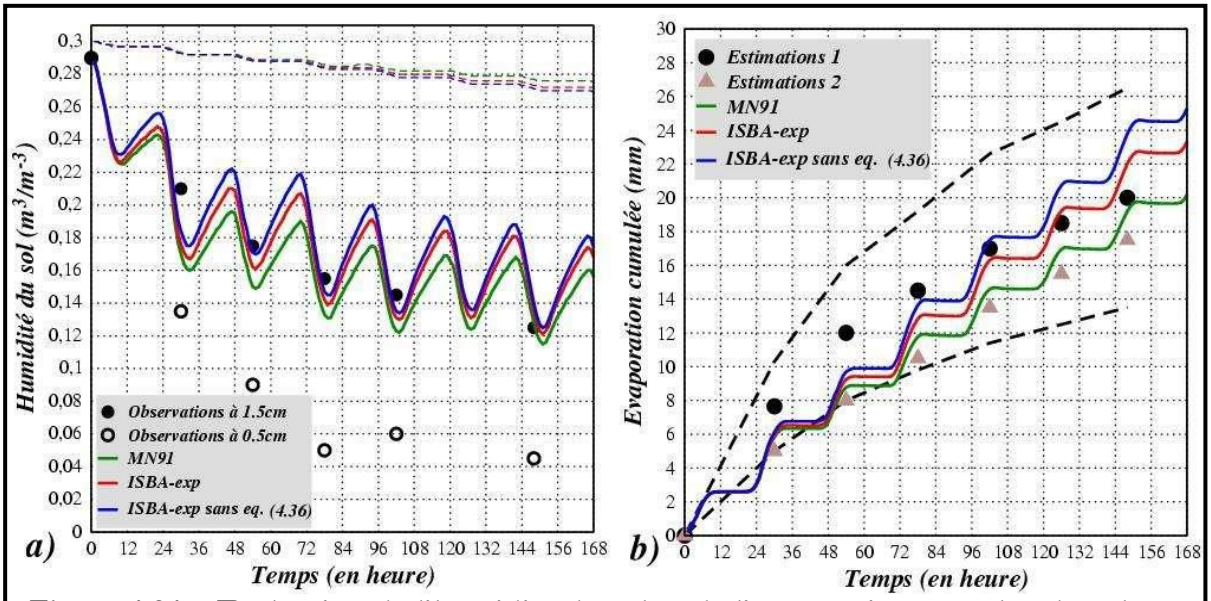



**Figure 4.24 – Evaluation de l'humidité du sol et de l'évaporation cumulée du sol nu.** La simulation équivalente à *MN91* en vert et celle tenant compte du profil exponentiel de $k_{sat}$ avec (*ISBA-exp*) et sans l'équation (4.36), respectivement en rouge et bleu, sont montrées. **a)** Les contenus en eau de la couche superficielle ($d_1$=1cm) représentés par des lignes continues sont comparés à des humidités journalières observées à 1.5cm (cercles pleins) et à 0.5cm (cercles vides) de profondeur. Les contenus en eau de la zone racinaire sont représentés par les tirets. **b)** Les évaporations cumulées sont comparées à des estimations issues du bilan d'eau observé (*Estimation 1*, cercles pleins, avec sa déviation standard en tirets) et de mesures aérodynamiques (*Estimation 2*, triangles).

La figure 4.24 montre une humidité plus marquée de la couche de surface pour *ISBA-exp* que pour *MN91* et bien sûr un contenu en eau légèrement plus faible dans la zone racinaire. Ceci se traduit inévitablement par une augmentation de l'évaporation du sol nu mais qui reste tout de même acceptable au vu des observations. Ce résultat est en bon accord avec les simulations sur le bassin du rhône. L'expérience sans l'équation 4.36 montre que si l'équilibre entre $w_1$ et $w_2$ n'est pas bien pris en compte, l'évaporation aura tendance à croître encore plus suite à l'augmentation d'humidité dans la couche de surface. Cette équation inspirée de Montaldo et Albertson (2001) s'avère indispensable pour ne pas plus largement surestimer l'évaporation du sol nu.

Nous avons aussi testé cette nouvelle paramétrisation avec l'ensemble des données MUREX (Calvet et al. 1999). Ce site a permis de fournir des données observées d'humidité totale du sol et de flux d'énergie sur une longue période, ici l'année 1995. Bien évidemment, tous les paramètres nécessaires au fonctionnement d'ISBA sont aussi issus d'observations. Deux jeux de simulations ont été réalisés. Premièrement, ISBA est implémenté sur ce site avec (*ISBA-exp*) et sans (*ISBA*) le profil de $k_{sat}$. Puis, ISBA est utilisé dans sa version multicouche avec (*DF-exp*) et sans (*DF*) ce profil.

Les comparaisons avec l'humidité observée du sol et les flux d'énergie montrent des résultats satisfaisants (Table 3.9). Les simulations avec la version multicouche confirment que le profil exponentiel de $k_{sat}$ a un impact positif sur le profil simulé de l'eau de sol (Table 3.10). Il est aussi intéressant de noter que les flux d'énergie ne sont pas significativement affectés par ce profil. En d'autres termes, nous n'observons pas de surestimation de l'évaporation. Cette remarque doit tout de même être nuancée puisque la fraction de végétation représente 95% du domaine. L'évaporation du sol nu est donc limitée.

| Flux | $\overline{Obs}$ | *Bias* | | *RMS* | | $R^2$ | | *Eff* | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | *ISBA* | *ISBA-exp* | *ISBA* | *ISBA-exp* | *ISBA* | *ISBA-exp* | *ISBA* | *ISBA-exp* |
| $R_n$ | 90.8 | 14.1 | 14.0 | 19.8 | 19.7 | 0.99 | 0.99 | 0.99 | 0.99 |
| $H$ | 31.7 | 12.5 | 12.8 | 25.6 | 25.8 | 0.83 | 0.83 | 0.76 | 0.76 |
| $LE$ | 66.8 | 4.7 | 4.3 | 37.6 | 37.7 | 0.90 | 0.90 | 0.90 | 0.90 |
| $W_{tot}$ | 385.8 | 10.5 | 8.0 | 17.6 | 13.5 | 0.95 | 0.97 | 0.89 | 0.94 |
| $T_s$ | 295.3 | -2.5 | -2.4 | 3.1 | 3.0 | 0.93 | 0.94 | 0.85 | 0.85 |

**Table 4.7 – Statistiques des simulations locales avec (*ISBA-exp*) et sans (*ISBA*) le profil exponentiel de $k_{sat}$ conduites grâce au jeu de donnés MUREX.** $\overline{Obs}$ est la moyenne des observations sur toute la période pour chaque flux : $R_n$ (W.m$^{-2}$) représente les radiations nettes, $H$ (W.m$^{-2}$) la chaleur sensible, $LE$ (W.m$^{-2}$) la chaleur latente, $W_{tot}$ (kg.m$^{-2}$) l'humidité totale du sol et $T_s$ (K) la température de surface.

| Flux | $\overline{Obs}$ | *Bias* | | *RMS* | | $R^2$ | | *Eff* | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | *DF* | *DF-exp* | *DF* | *DF-exp* | *DF* | *DF-exp* | *DF* | *DF-exp* |
| $R_n$ | 90.8 | 12.1 | 11.7 | 18.4 | 18.2 | 0.99 | 0.99 | 0.99 | 0.99 |
| $H$ | 31.7 | 12.9 | 14.0 | 30.0 | 30.2 | 0.74 | 0.74 | 0.67 | 0.67 |
| $LE$ | 66.8 | 2.1 | 0.7 | 44.7 | 45.4 | 0.87 | 0.86 | 0.86 | 0.86 |
| $W_{tot}$ | 385.8 | 17.0 | 5.4 | 23.4 | 16.3 | 0.94 | 0.94 | 0.81 | 0.91 |
| $T_s$ | 295.3 | -2.0 | -1.9 | 3.1 | 3.0 | 0.91 | 0.91 | 0.85 | 0.85 |

**Table 4.8 – Comme le tableau 4.7 mais avec la version multicouche d'ISBA (ISBA-DF).** *DF-exp* et *DF* correspondent aux expériences menées avec et sans le profil exponentiel de $k_{sat}$.

Finalement, l'impact du profil exponentiel de $k_{sat}$ sur les débits simulés est aussi étudié avec la version multicouche sur le bassin du Rhône à faible résolution (et non à haute résolution pour des raisons de coût numérique). Les versions *DF* et *DF-exp* sont similaires aux simulations *ISBA* et *ISBA-exp* implémentées sur le Rhône. Le ruissellement de surface est généré suivant le formalisme TOPMODEL présenté auparavant et le même drainage sous maille est utilisé.

La figure 4.25 et les statistiques montrent que l'introduction du profil exponentiel de $k_{sat}$ dans la version ISBA-DF améliore aussi la simulation des débits. Les simulations *ISBA* et *ISBA-exp* sont similaires à celles de la figure 4.21. Sans rentrer dans les détails, les bilans d'eau simulés par *DF* et *DF-exp* montrent les mêmes caractéristiques que ceux simulés par *ISBA* et *ISBA-exp*, à savoir une augmentation de l'évaporation du sol nu au détriment de la transpiration et une diminution du ruissellement de surface au profit du drainage. Néanmoins, les versions ISBA-DF produisent moins de drainage et plus de ruissellement de surface que la version force-restore (car plus humides) ce qui en général les rendent moins performantes pour simuler les débits du Rhône.

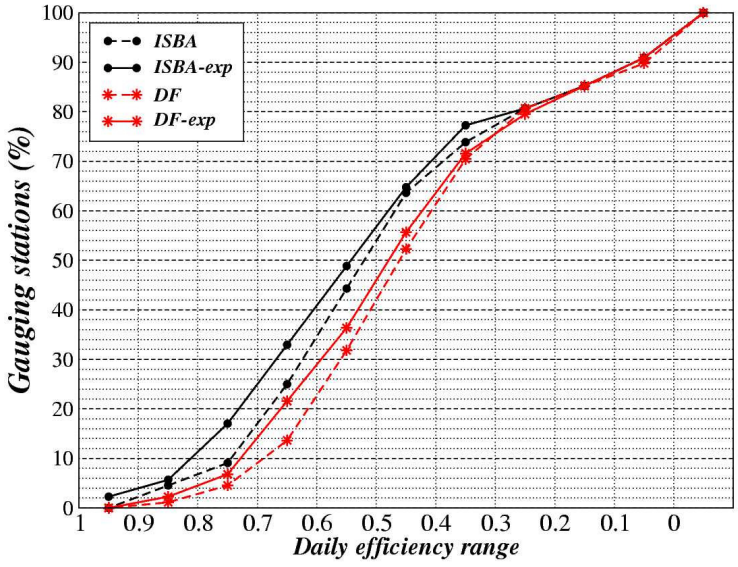



**Figure 4.25 – Distributions cumulées des efficiences journalières calculées sur le bassin du Rhône à faible résolution.** Les simulations *ISBA* sont similaires à celles de la figure 4.21. Les simulations *DF* sont implémentées avec le modèle multicouche ISBA-DF.

| *Statistiques* | *DF* | *DF-exp* |
|---|---|---|
| Minimum | -1.97 | -1.92 |
| Moyenne | 0.33 | 0.34 |
| Maximum | 0.81 | 0.83 |
| Ecart type | 0.39 | 0.42 |
| NSBE | 26 | 62 |

En conclusion, l'introduction d'un profil exponentiel de $k_{sat}$ montre donc une amélioration réelle des débits simulés liée à une meilleure dynamique des mouvements de l'eau dans le sol, les simulations entreprises grâce à la base de données MUREX confirmant cette dernière tendance. Ce formalisme induit aussi une augmentation de l'évaporation du sol essentiellement due à des flux ascendants d'humidité plus importants vers la surface. L'étude locale menée à l'aide de la base de données MN91 montre que cet effet reste acceptable. De plus, les expériences complémentaires menées à la fois sur MUREX et le bassin du Rhône avec la version multicouche confirment l'importance non négligeable de cette hétérogénéité verticale de conductivité hydraulique des sols dans les simulations hydrologiques. Un calibrage sous-bassin par sous-bassin des paramètres $f$ et $d_c$ permettrait d'accentuer ces résultats (surtout $f$). Dans le cas de la prise en compte de ce processus en mode opérationnel (dans la chaîne de prévision des crues par exemple), cet étalonnage pourrait s'avérer intéressant mais il apparaît difficile et secondaire pour des applications à l'échelle globale. En outre, l'amélioration des débits simulés à faible résolution suggère que cette paramétrisation est également appropriée pour des applications hydrologiques à grande échelle. Cette conclusion est renforcée par le fait que le profil exponentiel du $k_{sat}$ réduit l'impact de l'agrégation spatiale sur l'évapotranspiration et le ruissellement total.

# 4.4 - Impact des autres processus sous maille

Les expériences précédentes menées à haute résolution sur le bassin du Rhône indiquent que le mécanisme de Dunne n'est pas à lui seul suffisant pour simuler les fortes crues suite aux événements pluvieux intenses. Ceci souligne l'utilité d'une représentation plus complète du ruissellement de surface comprenant le mécanisme de Horton. L'expérience d'agrégation montre aussi que les simulations à faible résolution sous estiment le ruissellement total et surestiment l'évapotranspiration, spécialement l'évaporation de la canopée et la transpiration. Le manque de variabilité sous maille des précipitations et des caractéristiques de la surface semble être ici critique.

## 4.4.1 - Impact de l'agrégation du forçage atmosphérique et des caractéristiques de la surface

Pour mettre en évidence l'impact de l'agrégation du forçage atmosphérique et des caractéristiques de la surface sur les simulations hydrologiques à faible résolution, une nouvelle série d'expériences est réalisée. Le protocole consiste à implémenter ISBA (dans la configuration équivalente à la simulation *ISBA-exp*) sur chacune des mailles de 8km de côté qui constitue les vingt mailles de la grille à faible résolution. Ainsi, une représentation explicite de la surface en mosaïque au sein du maillage à faible résolution est considérée. Ainsi, la quantité agrégée, dont nous voulons étudier l'impact, est évoquée par sa valeur à 8km alors que tous les paramètres d'entrée restant sont eux représentés par leurs valeurs à 1°.

Quatre expériences vont nous permettre d'évaluer quantitativement l'impact de la prise en compte de la variabilité sous maille des variables et paramètres suivants sur les bilans d'eau et les débits simulés à faible résolution :

1. *Profondeur* : toutes les profondeurs de sol (racinaire et totale) sont représentées par leurs valeurs à 8km tandis que les paramètres de surface restants et le forçage atmosphérique gardent leurs valeurs agrégées.

2. *Végétation* : seuls les paramètres liés à la végétation prennent leurs valeurs définies à haute résolution.

3. *Précip* : seules les précipitations sont représentées par leurs valeurs à 8km.

4. *Atmosphère* : toutes les variables atmosphériques prennent leurs valeurs définies à haute résolution.

Pour ces quatre expériences, la simulation de référence à haute résolution est *ISBA-exp*. La figure 4.26 montre que la variabilité sous maille des profondeurs de sol a un impact non négligeable sur le ruissellement total via le drainage. L'effet sur l'évapotranspiration est plus faible. Pour la végétation l'impact est plus marqué sur le drainage mais aussi sur la transpiration. Les précipitations ont un impact mitigé sur le ruissellement total mais aussi sur l'évapotranspiration (le *biais* est drastiquement réduit mais pas le *RMS*). L'effet le plus marqué porte sur l'évaporation de la canopée. Néanmoins, lorsque la variabilité sous maille de tout le forçage atmosphérique est prise en compte, la sensibilité du ruissellement total et de l'évapotranspiration à l'agrégation spatiale est pratiquement nulle.

Les débits simulés (Fig. 4.27) montrent clairement que l'influence de la variabilité sous maille du forçage atmosphérique est prédominante. D'ailleurs les résultats (Fig. 4.27 et Table 4.9) de l'expérience *Atmosphère* tendent vers celles de la simulation *ISBA-exp* à haute

résolution (Table 4.3). En résumé, la prise en compte de la variabilité sous maille de tous les paramètres et variables précédents réduit la sensibilité du ruissellement total à l'agrégation spatiale. Pour l'évapotranspiration, les effets de la végétation sur la transpiration et des précipitations sur l'évaporation de la canopée sont notables. Néanmoins, c'est le forçage atmosphérique dans son ensemble qui montre l'impact le plus important sur la résistance du modèle à l'agrégation spatiale.

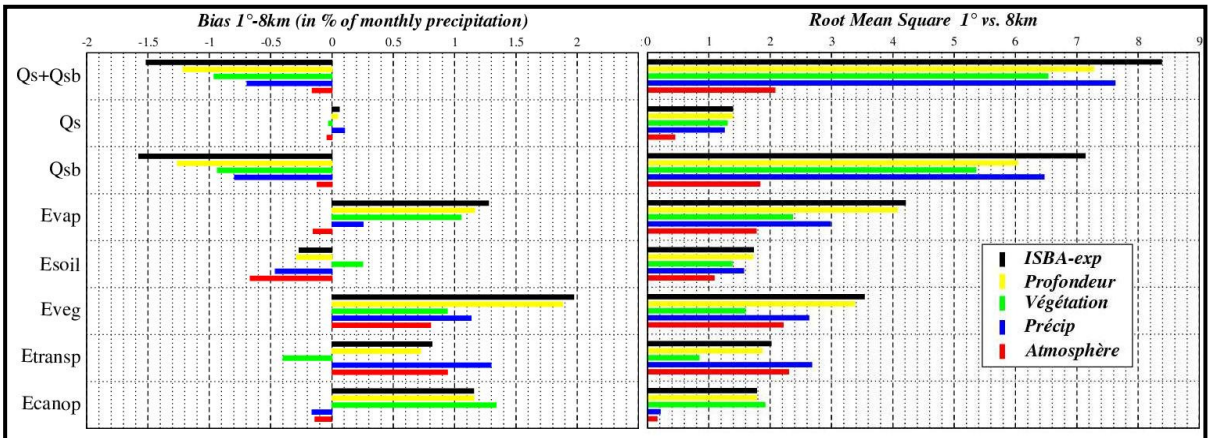



**Figure 4.26 – Impact de l'agrégation du forçage atmosphérique et des caractéristiques de surface sur les bilans d'eau simulés.** Les simulations à faibles résolutions sont toutes comparées à l'expérience *ISBA-exp* menée à haute résolution. Les notations sont les mêmes que pour la figure 4.15.

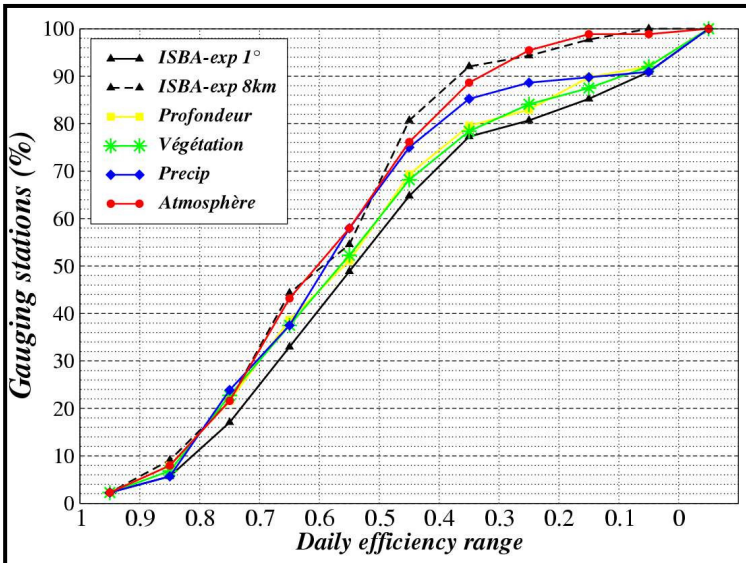



**Figure 4.27 – Distributions cumulées des efficiences journalières calculées sur le bassin du Rhône à faible résolution.** Les simulations *ISBA-exp* sont similaires à celle des figures 4.19 et 4.21. Les statistiques sont montrées dans le tableau 4.9.

| *Statistiques* | *ISBA-exp à 8km* | *ISBA-exp à 1°* | *Profondeur* | *Végétation* | *Précip* | *Atmosphère* |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Minimum | 0.05 | -1.75 | -1.68 | -0.07 | -0.91 | -0.09 |
| Moyenne | 0.55 | 0.42 | 0.45 | 0.46 | 0.48 | 0.54 |
| Maximum | 0.91 | 0.91 | 0.93 | 0.90 | 0.92 | 0.91 |
| Std | 0.19 | 0.39 | 0.38 | 0.32 | 0.32 | 0.20 |
| NSBE | - | 0 | 24 | 7 | 20 | 37 |

**Table 4.9 – Statistiques des efficiences journalières calculées sur le bassin du Rhône à faible résolution.**

## 4.4.2 - Introduction of a sub-grid hydrology in the ISBA land surface model (B. Decharme and H. Douville 2005, *Climate Dyn.*, In press)

**Abstract**

In atmospheric models, the partitioning of precipitation between infiltration and runoff has a major influence on the terrestrial water budget, and thereby on the simulated weather or climate. River routing models are now available to convert the simulated runoff into river discharge, offering a good opportunity to validate land surface models at the regional scale. However, given the low resolution of global atmospheric models, the quality of the hydrological simulations is very dependent on various processes occurring on unresolved spatial scales. This paper focuses on the parameterization of sub-grid hydrological processes within the ISBA land surface model. Five off-line simulations are performed over the French Rhône river basin, including various sets of parameterizations related to the sub-grid variability of topography, precipitation, maximum infiltration capacity, and land surface properties. Parallel experiments are conducted at a high (8 km by 8 km) and low (1° by 1°) resolution, in order to test the robustness of the simulated water budget.

Additional simulations are performed using the whole package of sub-grid parameterizations plus an exponential profile with depth of saturated hydraulic conductivity, in order to investigate the interaction between the vertical soil physics and the horizontal heterogeneities. All simulations are validated against a dense network of gauging measurements, after the simulated runoff is converted into discharge using the MODCOU river routing model. Generally speaking, the new version of ISBA, with both the sub-grid hydrology and the modified hydraulic conductivity, shows a better simulation of river discharge, as well as a weaker sensitivity to model resolution. The positive impact of each individual sub-grid parameterization on the simulated discharges is more obvious at the low resolution, whereas the high-resolution simulations are more sensitive to the exponential profile with depth of saturated hydraulic conductivity.

### *4.4.2.1 - Introduction*

Over recent years, more and more attention has been paid to the partitionning of precipitation between infiltration and runoff in both meteorological and climate models. Indeed, the simulated land surface water budget has been shown to have a strong impact on the overlying atmosphere on a wide range of space and time scales. For example, an increasing number of studies based on atmospheric general circulation models (AGCMs) suggest that soil wetness exerts a significant influence on both climate variability and predictability (see Douville 2003 for a brief review). Unfortunately, soil wetness is still unknown over most of the globe because *in situ* measurements are very sparse, and remote sensing techniques are only partially effective. As a consequence, river routing models are now frequently used to convert runoff into river discharge, and thereby to validate the land surface water budget simulated in climate models over large river basins (Douville et al. 2002, Ducharne et al. 2003)

The space-time variability of the land surface processes is usually represented in AGCMs through the use of land surface models (LSMs). The complexity of these models ranges from the simple bucket model (Manabe 1969) to more sophisticated soil-vegetation-atmosphere transfer schemes with multiple parameterizations representing the physical processes linked to vegetation, soil and snow. Although these models have been significantly improved over recent decades, hydrological applications still remain a challenge for state-of-

the-art LSMs. The simulated runoff is extremely dependent on the model physics and must be carefully validated if one wants to predict not only precipitation, but also river discharge on various time scales (from short-range forecasts to multi-decadal climate scenarios). The coupling of LSMs with river routing models appears as a powerful tool for understanding the regional and global water cycles (Dümenil and Todini 1992, Habets at al. 1999b and c, Oki et al. 1999, Etchevers et al. 2001), predicting streamflow (Habets et al. 2004), and improving SVAT parameterizations (Wood et al. 1998, Lohmann et al. 1998, Chapelon et al. 2002, Boone et al. 2004, Decharme and Douville 2005, Decharme et al. 2005).

In global AGCMs, the land surface water budget is calculated on grid cells whose side measures typically from 50 to 300 km. With such a resolution, the quality of the hydrological simulations is very dependent on various processes occurring on unresolved spatial scales. Consequently, the precipitation and land surface heterogeneities within a grid box are of primary importance for the simulated surface hydrology. For LSMs applied at regional to global scales, the relevance of sub-grid variability has been shown in several LSM intercomparison projects where LSMs have been used in off-line mode (driven using prescribed atmospheric forcing) and the resulting simulations have been compared to observations (Wood et al. 1998, Lohmann et al. 1998, Dirmeyer and al. 1999, Boone et al. 2004).

A general conclusion of the Phase-1 of the Global Soil Wetness Project (Dirmeyer, 1999, http://www.iges.org/gswp/) is that parameterization of sub-grid heterogeneity, either through an explicit modeling of tiles or a statistical approach, is useful to properly partition precipitation between total runoff and evapotranspiration. Another contribution to the understanding of the scaling influence on LSMs was made by the Rhône-Aggregation (Rhône-AGG) project (http://www.cnrm.meteo.fr/mc2/projects/rhoneagg/), which was recently undertaken at Météo-France (Boone et al. 2004). Rhône-AGG includes a broader investigation of the impact of aggregation on hydrological simulation. The first goal of Rhône-AGG was to investigate how different LSMs simulate the river water balance at high-resolution for several annual cycles compared to observed data from a dense network of gauging stations. It was shown that the sub-grid runoff formulation is particularly important for simulating realistic daily discharges over the Rhône river basin. The second goal of the project was to examine the impact of changing the horizontal resolution on the simulations. Results from a series of scaling experiments were examined in which the spatial resolution was decreased to be more consistent with that of AGCMs. The general conclusion was that LSMs that take account of land surface and/or atmospheric forcing spatial heterogeneities are able to reduce the scaling influence on the simulated water budget.

The present study describes a new set of parameterizations of sub-grid hydrological processes within the ISBA LSM for use in regional and global applications. These parameterizations represent the spatial variability within a grid box of topography, precipitation, maximum infiltration capacity, soil and vegetation properties, and their impact on the simulated land surface water budget. The validation of these parameterizations is conducted over the Rhône basin using the Rhône-AGG data set. The original ISBA LSM is described in section 4.4.2.2. The new representation of land surface heterogeneities within ISBA is presented in section 4.4.2.3. Section 4.4.2.4 describes the experiment design and the Rhône-AGG data set. Five simulations, including various sub-grid parameterizations within the ISBA LSM, are implemented at high and low resolutions. The main results are presented in section 4.4.2.5. Finally, a discussion and the conclusions are provided in sections 4.4.2.6 and 4.4.2.7 respectively.

### *4.4.2.2 - The ISBA land surface model*

The ISBA LSM contains the basic physics of the land surface. The model is relatively simple and needs only a limited number of parameters, which depend on the type of soil and vegetation (Noilhan and Planton 1989). It uses the force-restore method (Deardorff 1977, 1978) to calculate the time evolution of the surface and mean soil temperature. The water budget is based on a soil hydrology, a rainfall interception scheme (Noilhan and Mahfouf 1996), and a one-layer snow scheme (Douville et al. 1995). The model also simulates freezing and thawing in the two uppermost layers (Boone et al. 2000). The original ISBA LSM had only a two-layer soil hydrology: a thin surface layer with a uniform depth, $d_1$ (m), included in the total soil layer. More recently, a third layer was introduced by Boone et al. (1999) in order to distinguish between the rooting depth, $d_2$ (m), and the total soil depth, $d_3$ (m). In other words, the ISBA LSM now has a tree-layer soil hydrology: the root zone layer overlaps the surface layer, whereas the deep-soil reservoir extends from the base of the root zone to the base of the modeled soil column.

In the original ISBA LSM, the sub-grid surface runoff formulation was introduced by Habets et al. (1999a). This formalism takes into account the sub-grid heterogeneity of surface runoff processes through the use of the Variable Infiltration Capacity (VIC) scheme described by Zhao (1992), Dümenil and Todini (1992) and Wood et al. (1992). The saturated fraction of the grid cell computed by the VIC approach depends on soil moisture, precipitation intensity and a shape parameter. This parameter, which here takes a constant and uniform value of 0.5, is still poorly known and is generally calibrated in regional applications. In this study, ISBA is used as a global land surface model and has not been tuned for giving particularly good results over the Rhône river basin. A schematic representation of ISBA is shown on Fig. 4.28.

Note that all force-restore coefficient and soil hydrological parameters are related to soil textural properties (Noilhan and Lacarrére 1995) and moisture using the parameter expressions and values from Clapp and Hornberger (1978). Parameters representing the land surface are calculated by aggregation methods based on the fractional coverage or frequency of occurrence of varying surface types within a grid box assuming that aggregation operators are consistent with the averaging process of the surface fluxes (Noilhan and Lacarrére 1995).

Finally a new version of ISBA has been recently developed, in which the soil column assumes an exponential profile of the saturated hydraulic conductivity, $k_{sat}$, with soil depth (Decharme et al. 2005). This parameterization depends only on two parameters, which represent the rate of decline of the $k_{sat}$ profile and the depth where $k_{sat}$ reaches its compacted value. The first parameter takes a constant value of $2m^{-1}$ over the entire basin and the second assumes to be equal to rooting depth. Sensitivity tests to these parameters and a detailed discussion about this parameterization can be found in Decharme et al. (2005). The main hypothesis is that roots and organic matter favor the development of macropores and enhance the water movement near the soil surface, and that soil compaction is an obstacle for vertical water transfer in the deeper soil. This exponential soil profile increases the saturated hydraulic conductivity at the surface by approximately a factor of 10, and its mean value increases in the root zone and decreases in the deep layer in comparison with the values given by Clapp and Hornberger (1978).

### *4.4.2.3 - Implementation of a sub-grid hydrology*

**a. Vegetation and soil properties**

In recent years, an increasing number of LSMs have adopted the so-called tile approach in which each grid cell is divided into a series of sub-grid patches (Koster and Suarez 1992, Liang and al. 1994, Essery and al. 2003). This method has the advantage of explicitly representing very distinct surface types with specific properties.

The tile approach chosen for representing land cover and soil depth heterogeneities within the ISBA LSM is very simple: each sub-grid patch extends vertically throughout the soil-vegetation-snow column. So, one rooting depth and one soil depth are assigned to each surface class provided by the Rhône-AGG data set (Table 3.3), and ISBA computes distinct energy and water budgets for each tile within a grid box. Finally, the relative fractional coverage of each surface type within each grid box is used to determine the grid box average of the various output variables.

**b. Dunne runoff: sub-grid variability of soil moisture**

The right partitioning of total runoff into surface runoff (fast runoff component) and drainage (slow runoff component) is a crucial process for the simulation of river discharge (Lohmann et al. 1998, Boone et al. 2004, Decharme et al. 2005) at the hourly to the daily time scale. The first mechanism that produced surface runoff occurs when the soil becomes saturated at the surface from below due to rainfall and/or redistribution of soil moisture. Then, a contributing area grows over the catchment and all the rain that falls on this saturated area generates surface runoff. This saturation mechanism, called Dunne runoff, mainly occurs in humid, vegetated or slightly sloped areas where infiltration capacities of the soil surface are high relative to normal rainfall intensities.

The sub-grid topography has a strong influence on the generation of soil moisture heterogeneity and runoff. Beven and Kirkby (1979) and Sivapalan at al. (1987) proposed a simple hydrological forecasting model, named TOPMODEL, that attempted to combine the important distributed effects of channel network topology and dynamic contributing areas for runoff generation. The coupling between ISBA and TOPMODEL was first introduced by Habets and Saulnier (2001) using the two-layer soil hydrology. Then, it was generalized to the three-layer version of ISBA (Decharme et al. 2005). The TOPMODEL formalism has two main advantages on the VIC sub-grid scheme. First, it takes into account topographic heterogeneities explicitly and, secondly, its formulation depends on any calibration (Appendix 4.4.A). This formalism permits to determine the fraction, $f_{sat}$, of each grid cell that is saturated, and thus the Dunne runoff, $Q_s^D$:

$$Q_s^D = P_g \times f_{sat} \tag{4.41}$$

**c. Horton runoff: sub-grid variability of infiltration capacity**

The second mechanism that produced surface runoff is called Horton runoff and occurs for a rainfall intensity that exceeds the effective maximum infiltration capacity. This infiltration excess mechanism tends to dominate the overland flow production in most desert or semiarid regions where short rainfall events can be very intense, but also where the absence of vegetation and other organic matter prevents the development of a porous soil structure through which water can move easily. The development of a thin crust at the soil surface can also inhibit the infiltration (arid or frozen soil).

The infiltration process depends on the spatial variability of precipitation and soil hydraulic properties. As a first-order approximation, the sub-grid variability in liquid precipitation, $P_i$, can be given by an exponential probability density distribution, $f(P_i)$ (Entekhabi and Eagleson 1989). The main assumption is that, generally, the rainfall intensity is not distributed homogeneously over the entire grid cell. At a low-resolution, a fraction, $\mu$, of a grid cell affected by rainfall can be determined (Appendix 4.4.B). The first consequence is that the expression of the dripping (Eq. 2.64) from the canopy reservoir can be modified according to Mahfouf et al. (1995):

$$d_r = \overline{P}.e^{\frac{\mu}{\overline{P}}\frac{(W_r - W_{r\,max})}{\Delta t}} \tag{4.42}$$

where $\overline{P}$ represent the mean rainfall rate over the grid cell.

The second consequence is that the Horton runoff, $Q_s^H$, can be calculated by integrating the difference between the local rainfall and the local maximum infiltration capacity, $I_i$, (Entekhabi and Eagleson 1989) as follows:

$$Q_s^H = \mu \int_{I_i}^{\infty} (P_i - I_i) f(P_i) dP_i \tag{4.43}$$

Another assumption must be made on the spatial heterogeneity of the local maximum infiltration capacity. Its spatial distribution can also be approximated by an exponential probability density distribution (Yu 2000). The last step is to consider that maximum infiltration capacity depends on soil freezing. On unfrozen soils, the local maximum infiltration capacity function, as in Chen and Kumar (2001), is given according to Abramopoulos et al. (1988) and Entekhabi and Eagleson (1989). On frozen soils, it is given according to Johnsson and Lundin (1991). The fraction of frozen soil in ISBA can be linked to the amount of ice in a reservoir corresponding in the present study to 50% of the rooting depth. Finally, the total surface runoff can be expressed as follows:

$$Q_s = Q_s^D + (1 - f_{sat}) Q_s^H \tag{4.44}$$

See the Appendix 4.4.B for more details about the Horton runoff parameterization.

### *4.4.2.4 - Experiment design*

**a. Brief overview of the Rhône-AGG data set**

The Rhône is the largest European river flowing into the Mediterranean Sea. The corresponding basin covers over 95,000 km² mostly in southeastern France (Fig. 1). Observed high-resolution soil and vegetation characteristics, subsurface parameters, and atmospheric forcing are mapped onto the Rhône domain on 8 km by 8 km grid as part of the GEWEX-Rhône project, which was conceived in recent years by the French research community in order to study the continental water cycle on the regional scale.

The high-resolution Rhône-AGG atmospheric forcing is calculated using the SAFRAN (Analysis System for Providing Atmospheric Information Relevetant to Snow) analysis system (Durand et al. 1993). The input atmospheric data consist of standard screen-level observations at approximately 60 Météo-France weather network sites within the domain. The data are counted over 249 homogeneous climatic zones. The total daily precipitation is analyzed using observational data, which comes from over 1500 gauges, together with a vertical gradient of precipitation (with altitude) derived from climatology. All the forcing variables are available at a 3-hourly time step. Four years of forcing are used in

the current study, starting 1 August 1985, and ending 31 July 1989. The four-year monthly averaged rainfall and snowfall rates are shown in Fig. (4.28). SAFRAN computes the vertical profile of each atmospheric variable every six hours within each climatic zone. The parameters are then interpolated to one-hour intervals and to the 8 km by 8 km grid. Further details can be found in Habets et al. (1999c) and Etchevers et al. (2001).

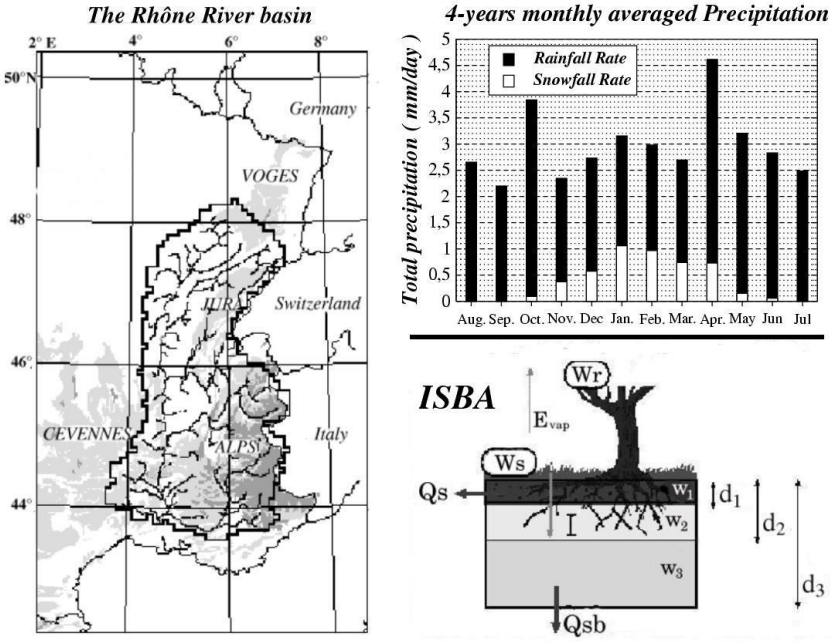



**Figure 4.28 - Representation of the Rhône River basin (left), monthly mean basin-average precipitation rate (right top) and a schematic representation of the ISBA model (right bottom).** Mountainous areas (in grey) and the Trouhans (plain circle) and Viviers (plain oval circle) gauging stations are shown. All variables are defined in section 4.4.2.2.

Soil and vegetation data are available at the same resolution as the atmospheric forcing. Soil parameters are defined using the soil textural properties from the INRA (National Institute of Agronomical Research) soil database (King et al. 1995). Vegetation parameters are defined using a vegetation map from the Corine Land Cover Archive and a two-year satellite archive of the Advanced Very High Resolution Radiometer/Normalized Difference Vegetation Index (AVHRR/NDVI, Champeaux et al. 2000). There are 10 distinct surface types considered (Table 3.3), and the relative fractional coverage of each surface type within each grid box was used to determine average values (Table 3.2) for the 8 km x 8 km grid boxes.

**b. The hydrological model**

The MODCOU distributed hydrological model is used to convert the surface runoff and the drainage produced by ISBA into river discharge and water table variations (Habets et al. 1999a). The surface runoff is transferred to the river, and the routing from each grid cell is based on isochronous zones using a time step of one day. The drainage acts as a source for the water table, which is modeled using the diffusivity equations. The version of the MODCOU model used in the present study is slightly different from this used in the Rhône-AGG project. The routing in the river and the relation between the aquifer and the river is computed over the reach for all river gages and not only for the one connected to the aquifer. Note also that all components of the Rhône modeling system (SAFRAN-ISBA-MODCOU) have been developed and calibrated independently.

**c. Experiments**

The ISBA LSM is integrated with a 5 min time step for four consecutive annual cycles, but the first year is treated as a spin-up year. Results are validated over the last three years (August, 1986 to July, 1989). Four simulations are performed and can be summarized as follows:

- *dt92*: This simulation, performed with the three-layer soil hydrology version of the ISBA LSM, includes only the original VIC parameterization of the surface runoff (Habets et al. 1999a).

- *Top*: The surface runoff is given by the TOPMODEL formalism (Decharme et al. 2005). Only the sub-grid variability of topography, and thus the Dunne runoffs, is taken into account.

- *Top_Hort*: The Horton process is added to the Dunne runoff. The total surface runoff takes into account spatial heterogeneities in topography, precipitation and maximum infiltration capacity.

- *Top_Tiles_Hort*: All sources of sub-grid variability related to topography, precipitation, maximum infiltration capacity, vegetation (or land cover) and soil properties, are considered.

- *Top_Tiles_Hort_dec*: Same as before, but with all soil columns assuming an exponential profile of the saturated hydraulic conductivity with depth. The purpose of this last simulation is to investigate the relative impact of the vertical soil physics versus horizontal heterogeneities.

Two kinds of experiments are performed. The first type consists of running ISBA with the various parameterizations presented in section 3 over the high-resolution grid (8km by 8km). The range and average of each land surface parameter over the entire domain are shown in Tables (3.2) and (3.3). The simulated total runoff is used to drive the MODCOU hydrological model, and the simulated discharges are compared to observed data. One set of observations is used for evaluating the ISBA simulations over the Rhône basin, which consists of daily streamflow data from 88 river gauges. Only sub-basins where damming does not impact the flow too much are used for the validation (Habets et al. 1999c, Etchevers et al. 2001). The second type of experiment is based on the same design. The only difference is that simulations are performed at a low resolution (1° by 1°) after aggregating all atmospheric forcing and surface parameters. Because the MODCOU model is integrated over the high-resolution grid, the simulated runoff is here linearly disaggregated to the 8 km by 8 km grid before it is transferred to the hydrological model.

### *4.4.2.5 - Results*

**a. High-resolution water budget**

The water budget shown in Fig. 4.29 reveals that the *dt92* and *Top* simulations are very close. Indeed, the partitioning of total precipitation between total runoff and evapotranspiration is approximately 51.5% / 48.5% for *dt92* against 52% / 48% for *Top*. Nevertheless, a slight difference appears in the partitioning between surface runoff and drainage. The simulated surface runoff increases slightly with the TOPMODEL formalism (the ratio of surface runoff to total runoff increases from 0.24 for *dt92* to 0.26 for *Top*), while no difference appears in the partitioning of the various evaporative fluxes.

The *Top_Hort* simulation reveals that the inclusion of an exponential distribution of precipitation does not affect, at this resolution, the partitioning of total precipitation between total runoff and evapotranspiration, as well as the evaporative fluxes. As one could expect, the significant impact appears in the partitioning of total runoff between surface runoff and drainage, with the ratio of surface runoff to total runoff increasing from 0.26 for *Top* to 0.36 for *Top_Hort*. The addition of the land cover tiles (*Top_Tiles_Hort*) does not change this ratio but clearly tends to increase the total runoff (53%) to the detriment of evapotranspiration (47%). So, heterogeneities in land cover and soil properties tends to reduce the plant transpiration and to favour total runoff.

Finally, the addition of the exponential profile of saturated hydraulic conductivity (*Top_Tiles_Hort_dec*) reduces the total runoff to the benefit of evapotranspiration. This is mainly due to an increase in bare soil evaporation and drainage to the detriment of both surface runoff and plant transpiration. Because average saturated hydraulic conductivity increases in the surface and root zone layer, the influence of the Horton runoff is logically reduced (Eq. 4.B5a, 4.B5b and 4.B7) compared to a soil with a vertical homogeneous profile. Furthermore, water movements in the root layer are favored. The acceleration of upward and downward flows from this layer to the surface and deep soil leads to a decrease in the rooting zone water content (baresoil evaporation and deep drainage are increased). As a result, the Dunne runoff decreases too (Appendix 4.4.A), the deep layer water content increases and drainage is favored (Decharme et al. 2005). Nevertheless, the ratio of surface runoff to total runoff without consideration of the Horton process (but with all others) is near 0.22 (not shown) whereas *Top_Tiles_Hort_dec* has a ratio of 0.29. So, even if the influence of the "Horton" surface runoff is reduced compared to *Top_Tiles_Hort*, it remains important.

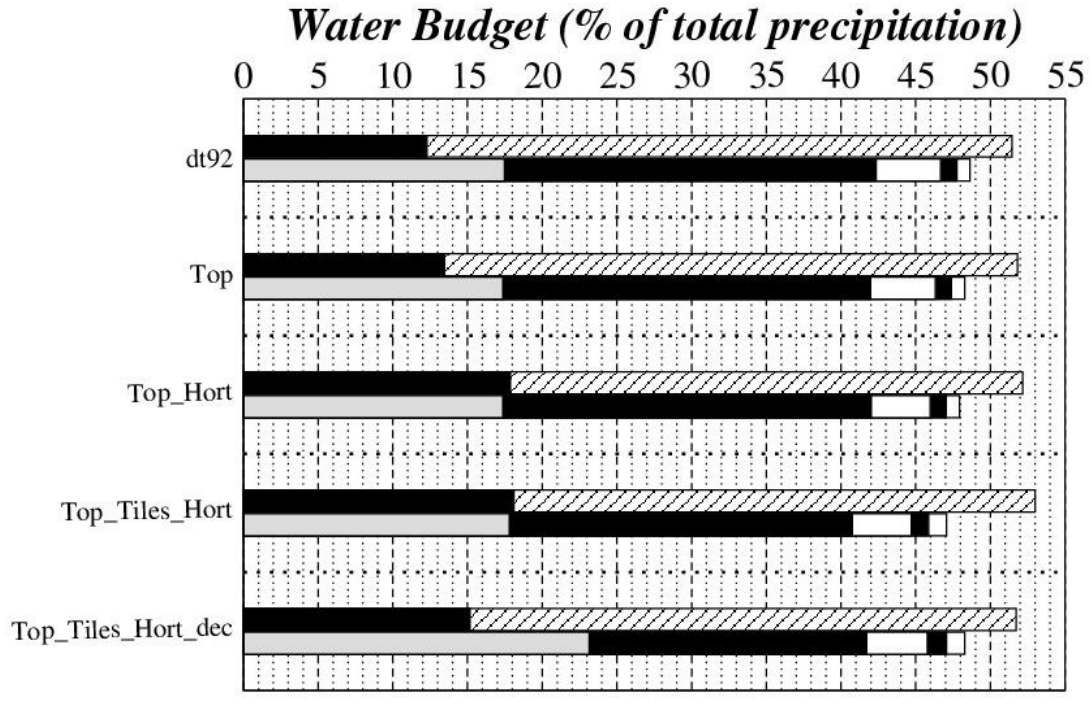



**Figure 4.29 - . Comparison of the Rhône basin water budget simulated by each model version at the high resolution.** The annual mean basin-average ratios of the different hydrological fluxes to total precipitation are represented. For each simulation, the first bar (top) corresponds to the runoff components: surface runoff (solid bar) and drainage (dashed bar). The second bar (bottom) corresponds to the evaporative fluxes, from the left to the right: baresoil evaporation (gray), plant transpiration (black), canopy interception loss (white), and ice (black) and snow sublimation (white).

**b. Low-resolution water budget**

The low-resolution water budget shown in Fig. 4.30 reveals that the degradation of the resolution induces an increase in evapotranspiration and a decrease in total runoff compared to the high-resolution water budget (Fig. 3.36). This result is consistent with those of most LSMs that participated in the Rhône-AGG project. The processes that play here a dominant role are now well known. To sum up, the aggregation of vegetation and soil parameters tends to favor plant transpiration instead of total runoff. As shown in Dolman and Blyth (1997), Boone et al. (2004) or Vérant et al. (2004), the dominant effect of the aggregated forcing, particularly of precipitation, is a strong increase in the canopy interception loss during the warm season. Finally, the aggregation of the atmospheric temperature and longwave downward radiation leads to warmer conditions at low resolution, which favours evapotranspiration instead of total runoff. Nevertheless, each additional parameterization tested in the present study (from *dt92* to *Top_Tiles_Hort_dec*) is an attempt to reduce the influence of these sub-grid processes on the simulated water budget.

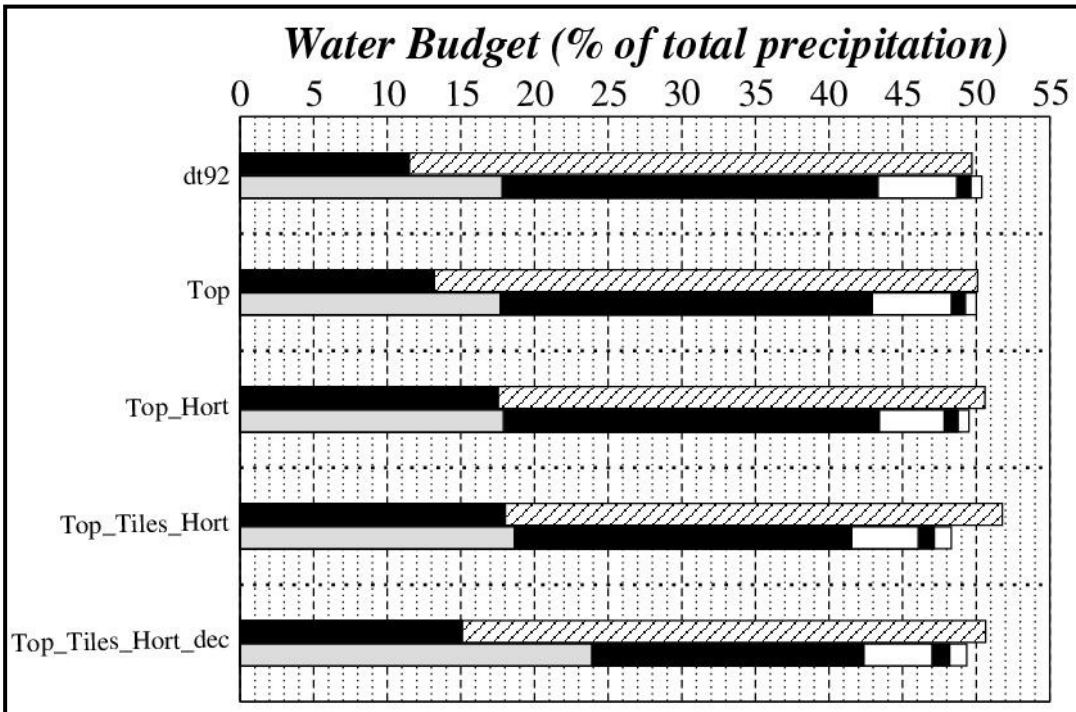



**Figure 4.30 - Comparison of the Rhône basin water budget simulated by each model version at the low resolution.** Notations are the same than in figure 4.29.

**c. Discharges**

In this section, the impact of the various parameterizations is analysed in terms of discharge scores. A global discharge validation based on a daily efficiency comparison (Fig. 4.31 and 4.32) is performed with the help of 88 gauging stations distributed over the entire basin. The statistics are shown in Tables 4.10 and 4.11 where *Eff* represents efficiency or Nash-Sutcliffe criteria (Nash and Sutcliffe 1970). In addition, $\overline{R^2}$ and $\overline{Q_{sim}/Q_{obs}}$ represent the square-correlation and ratio between simulated and observed discharge averaged over the 88 gauging stations. *Eff* measures the skill of the model at capturing the observed variability of the discharges. *Eff* is zero if the model only reproduces the observed temporal mean, $\overline{Q_{obs}}$. It can be negative if the simulated discharge is very poor, is above 0.5 for a reasonable simulation, above 0.7 for a good one and would be 1 for a perfect model (Boone et al. 2004).

As already shown in many studies (Habets and Saulnier 2001, Warrach et al. 2002), the VIC and TOPMODEL approaches are very close, whatever the resolution is. At the high resolution, the representation of the sub-grid processes have just a limited influence while the improved hydraulic conductivity has a significant impact on the quality of the simulated discharges (Fig. 4.31 and Table 4.10). Nevertheless, this impact is enhanced by the inclusion of the sub-grid variability of soil depth (not shown).

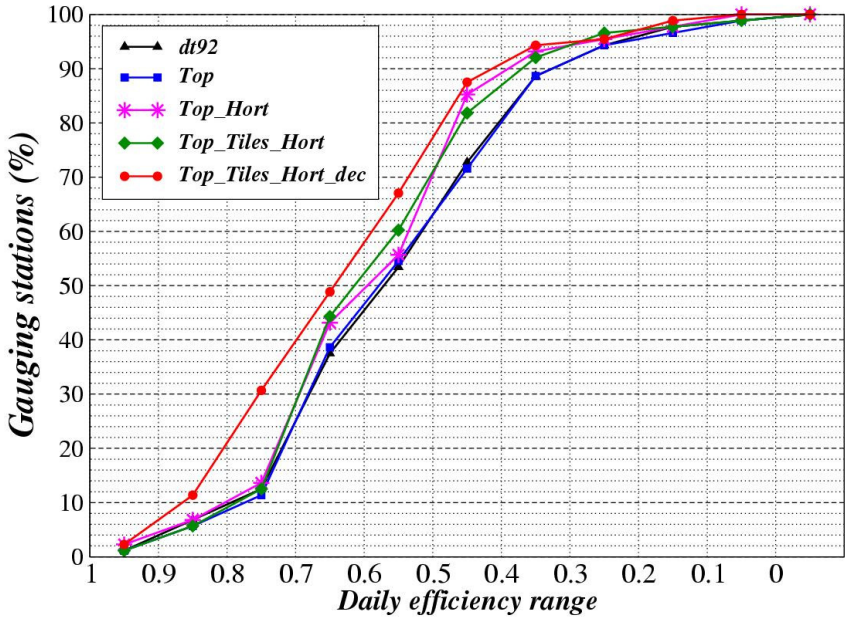



**Figure 4.31 - Cumulative efficiency distributions of daily river discharges simulated at high resolution.** These distributions are computed from a dense observation network consisting of daily measurements at 88 gauging stations. Statistics about these distributions are given in Table 4.10.

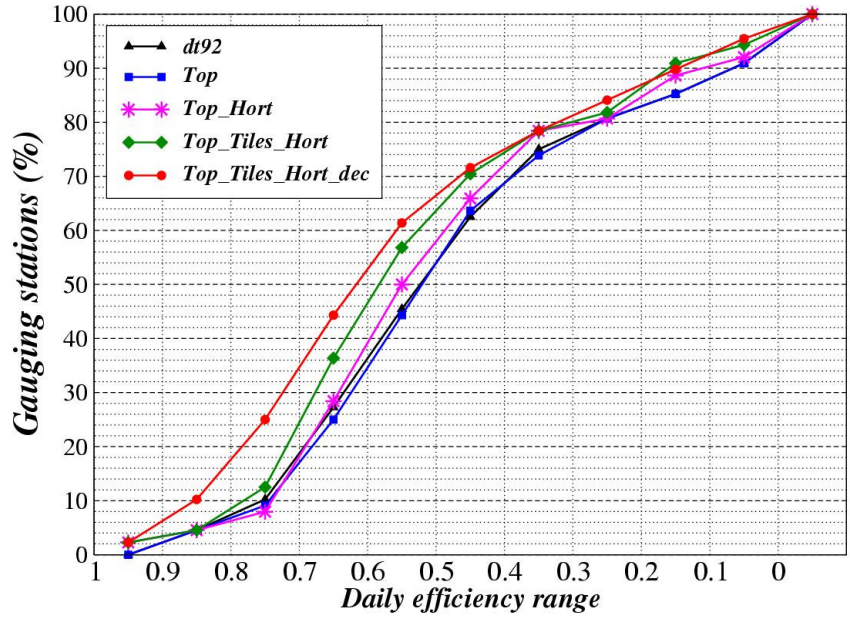



**Figure 4.32 - Cumulative efficiency distributions of daily river discharges simulated at the low resolution.** Notations are the same as in Fig. (3.39) Statistics about these distributions are given in Table 4.11.

| Simulations | *Eff* min | *Eff* mean | *Eff* max | *Eff* std | NSBE | $\overline{R^2}$ | $\overline{Q_{sim}/Q_{obs}}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *dt92* | -0.01 | 0.52 | 0.90 | 0.19 | 4 | 0.60 | 1.02 |
| *Top* | -0.01 | 0.52 | 0.90 | 0.19 | 4 | 0.60 | 1.03 |
| *Top_Hort* | 0.05 | 0.54 | 0.91 | 0.17 | 4 | 0.64 | 1.04 |
| *Top_Tiles_Hort* | -0.07 | 0.54 | 0.90 | 0.18 | 16 | 0.64 | 1.05 |
| *Top_Tiles_Hort_dec* | 0.09 | 0.59 | 0.92 | 0.18 | 60 | 0.66 | 1.03 |

**Table 4.10 - Statistics of the efficiency distribution of the simulated daily river discharges at the high resolution.** The minimum (Min), mean (Mean), maximum (Max), and standard deviation (Std) of the distribution are shown. The number of stations with the best *Eff* (NSBE) is also presented. In addition the mean square correlation ($\overline{R^2}$) and annual ratio of simulated to observed discharges ($\overline{Q_{sim}/Q_{obs}}$) over the 88 stations are shown.

| Simulations | *Eff* min | *Eff* mean | *Eff* max | *Eff* std | NSBE | $\overline{R^2}$ | $\overline{Q_{sim}/Q_{obs}}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *dt92* | -0.01 | 0.52 | 0.90 | 0.19 | 4 | 0.60 | 1.02 |
| *Top* | -0.01 | 0.52 | 0.90 | 0.19 | 4 | 0.60 | 1.03 |
| *Top_Hort* | 0.05 | 0.54 | 0.91 | 0.17 | 4 | 0.64 | 1.04 |
| *Top_Tiles_Hort* | -0.07 | 0.54 | 0.90 | 0.18 | 16 | 0.64 | 1.05 |
| *Top_Tiles_Hort_dec* | 0.09 | 0.59 | 0.92 | 0.18 | 60 | 0.66 | 1.03 |

**Table 4.11 - As in Table 3.12, but for statistics of the efficiency distribution of the simulated daily river discharges at the low resolution**.

The benefit of the various sub-grid hydrological processes is however more obvious at the low resolution (Fig. 4.32) where the mean efficiency calculated over the 88 gauging stations, as well as the mean square correlation (Table 4.11), is systematically improved by the inclusion of a new sub-grid scheme as well as by the exponential profile of $k_{sat}$.

**d. Scaling**

The bias calculated between the water budgets simulated at the low and high resolutions (Fig. 4.33) shows that the model sensitivity to the spatial aggregation is clearly reduced in the *Top_Tile_Hort_dec* experiment, which explains the good discharge scores at the low resolution. The TOPMODEL approach (*Top*) does not improve the results compared to the VIC approach (*dt92*), except for the surface runoff ($Q_s$) sensitivity. However, the drainage ($Q_{sb}$) sensitivity is increased. The sub-grid variability of precipitation (*Top_Hort*) reduces the scale dependency of the interception loss ($E_{canop}$), which is then in better agreement with the dripping simulated at the high resolution. Nevertheless, it leads to a greater sensitivity in plant transpiration ($E_{transp}$) and baresoil evaporation ($E_{soil}$), as well as in surface runoff, even if the sensitivity in total runoff ($Q_s$+$Q_{sb}$) and evapotranspiration ($E_{vap}$) is slightly reduced. Including the tiles (*Top_Tiles_Hort*) significantly reduces the sensitivity in plant transpiration, but it slightly enhances that in bare soil evaporation and in interception loss. Nevertheless, the sensitivity in all runoff components and in evapotranspiration is drastically reduced. Finally, the exponential profile of saturated hydraulic conductivity tends to significantly reduce the sensitivity in surface runoff, but to the detriment of that of drainage. In summary, the overall benefit of the new parameterisations is that total runoff and evapotranspiration sensitivities to spatial aggregation are clearly reduced. As a result, the new model version show discharge scores that are less sensitive to spatial resolution (Fig. 4.34). This is true at least for largest river basins where the model version is much more relevant than the spatial resolution. Conversely, this is not found for the small sub-basins where the main limitation of the scores is the model resolution.

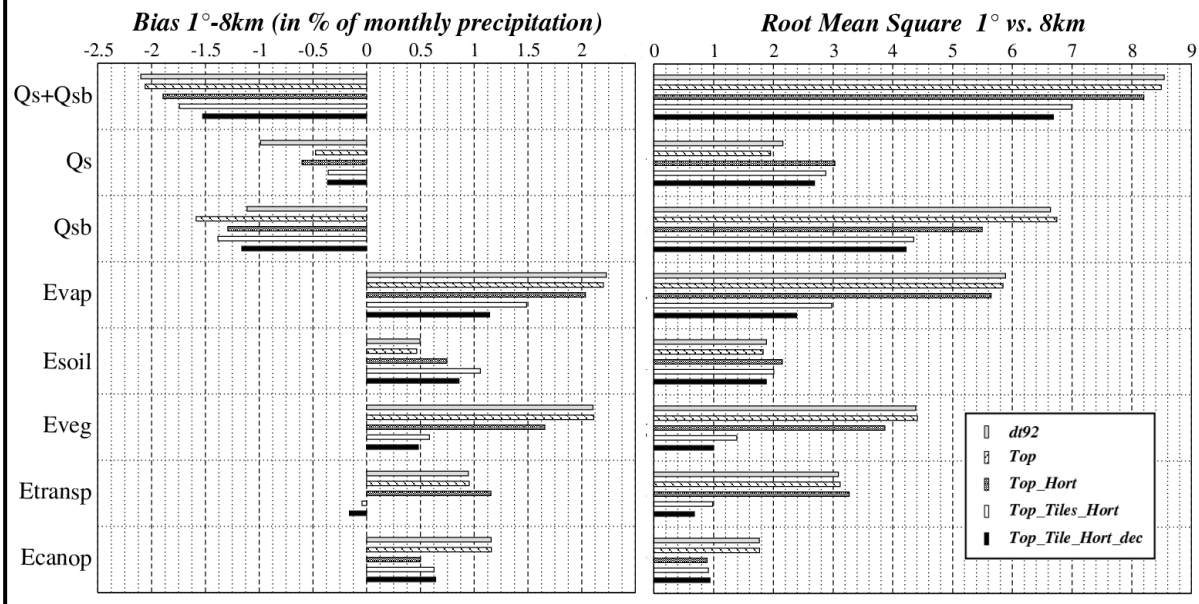



**Figure 4.33 - Impact of scaling on the simulated water budget.** The low-resolution experiment (1° by 1°) is compared to the high-resolution experiment (8km by 8km). The bias and root mean square are calculated for each surface hydrological fluxes: total runoff ($Q_s$+$Q_{sb}$), surface runoff ($Q_s$), drainage ($Q_{sb}$), evapotranspiration ($E_{vap}$), bare soil evaporation ($E_{soil}$), vegetation evapotranspiration ($E_{veg}$), which is the sum of plant transpiration ($E_{transp}$) and canopy interception loss ($E_{canop}$). The bias and root mean square are calculated using the basin-average ratio of each monthly mean flux ($\overline{Flux}_{month}$) to monthly mean precipitation ($\overline{P}_{month}$) in % : $100\times\overline{Flux}_{month}/\overline{P}_{month}$ $(month = 1,36)$. The bias takes into account the absolute difference whereas the root mean square takes into account the monthly difference between both experiments.

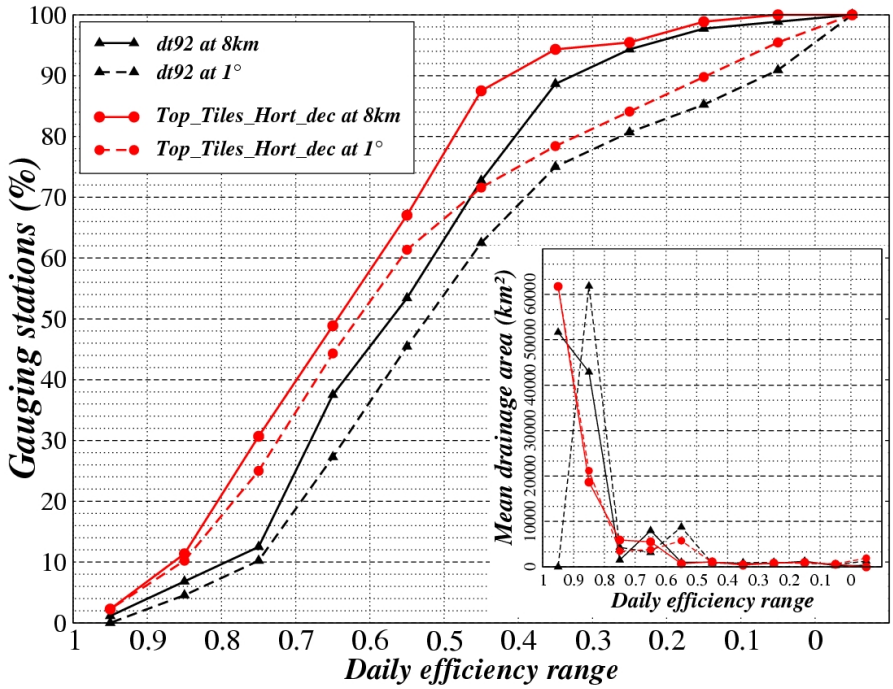



**Figure 4.34 - Impact of scaling on the simulated discharges scores.** The same cumulative daily efficiency distributions at high and low resolution of *dt92* and *Top_Tiles_Hort_dec* as in Fig. 4.31 and 4.32 are shown. For each experiment, the mean drainage area by efficiency range is also shown (right bottom).

### *4.4.2.6 - Discussion*

Describing sub-grid variability of topography through the TOPMODEL formalism has a limited impact on the ISBA simulations compared to the more empirical VIC formalism. Nevertheless, TOPMODEL parameters here only depend on soil properties (Decharme et al. 2005). As a consequence, no calibration is needed whereas the VIC formalism depends on one parameter that is generally calibrated in regional applications. At the global scale, the calibration of this parameter appears as a difficult task implying that the TOPMODEL formalism brings a significant advantage. This formalism has already been tested at the global scale giving a clear improvement compared to the VIC approach of the simulated discharges in many regions of the globe.

In ISBA, the Dunne runoff is estimated through the use of the TOPMODEL formalism whereas the sub-grid variability of rainfall, simply coupled with the spatial heterogeneity in maximum infiltration capacity, permits to calculate the Horton runoff. Its introduction within ISBA has a limited influence on the simulations over the Rhône basin. Nevertheless, the distinction between frozen and unfrozen soil is essential for global scale applications. Indeed, the surface runoff on frozen soil is critical to simulate the discharges of the high latitude rivers. Boone et al. (2004) showed that the impact of upscaling on the Rhône water budget was similar among most LSMs that participated to the Rhône-AGG project, with increased canopy interception loss and decreased runoff. Vérant et al. (2004) showed same results over the Iberian peninsula. As a consequence, the sub-grid rainfall variability introduced within ISBA, that significantly reduces both the canopy interception loss and its sensitivity to resolution, appears as an important parameterization.

The sub-grid hydrological processes linked to the spatial variability of vegetation and soil properties show the most significant impact on the simulations. The scaling sensitivity of plant transpiration is drastically reduced, leading to a better scaling resistance of the model for both evapotranspiration and total runoff. Indeed, at low resolution more total runoff is produced by ISBA and the discharge quality is improved. Moreover, the positive impact of the exponential profile of saturated hydraulic conductivity is enhanced by the sub-grid variability of soil depth, which also improves the discharge quality at the low resolution. The main disadvantage of the tile approach is an increase in the number of variables and parameters to be stored in memory and in computational cost. This drawback could be important for numerical weather prediction or GCM applications. At the high resolution, the need to include sub-grid hydrological processes appears less important. Nevertheless, the improvement of the simulation due to these sub-grid parameterisations is not negligible. For example, the ISBA version with both the exponential profile of saturated hydraulic conductivity and the TOPMODEL formalism (not shown) reveals a mean efficiency of 0.55 (Decharme et al. 2005; Table 4.3) against 0.59 for *Top_Tiles_Hort_dec*. So, the other sources of sub-grid variability, especially land cover and soil depth, remain important even at this scale.

The scope of these conclusions is open to debate since the Rhône river basin is a relatively small region compared to the global domain of application of the ISBA model. Nevertheless, this basin contains a large variety of climate types (Mediterranean in the south, temperate in the north, mountainous in the east and a dryer climate in the west). Globally speaking, all additional parameterizations improve the simulated discharges, but some of them appear more useful than other in some regions as for example TOPMODEL over the Alpine sub-basins with a strong orography, the Horton runoff in the Southwest and in the North, the vegetation tiles everywhere (except over the Alps where the vegetation is less denser) and the exponential profile of $k_{sat}$ over the North and the Southeast. The scaling

sensitivity shows the same spatial characteristics. Indeed, the effect of the sub-grid variability of rainfall dominates over the rainy areas (the Northeast and the mountains in general), while the impact of the spatial variability of vegetation and soil properties is significant over the whole domain (especially in the South). The exponential profile of $k_{sat}$ has a clear effect in the North, even if this impact is more heterogeneous than for the other parameterizations.

#### *4.4.2.7 - Conclusions*

This study shows the impact of various parameterizations of sub-grid hydrology on the water budget simulated over the French Rhône River basin, using the ISBA LSM. These parameterizations account explicitly for the sub-grid variability of topography, precipitation, maximum infiltration capacity, and vegetation and soil properties. All simulations are implemented using both the high (8 km by 8 km) and low (1° by 1°) resolution database proposed in the Rhône-AGGregation project (Boone et al. 2004).

Results show a significant improvement of the simulated daily discharges at the low resolution. Moreover, at the high resolution, the impact of the various sub-grid parameterizations, especially the tile approach, is not negligible. The representation of the sub-grid rainfall distribution decreases the model scaling sensitivity of the interception loss whereas the tiles increase the scaling resistance of plant transpiration and total runoff. As a consequence, the new model version including all sub-grid parameterizations and the exponential profile with depth of saturated hydraulic conductivity significantly improves the quality of the simulated discharges as well as the resistance to the spatial aggregation. Nevertheless, it is important to note that realistic simulations of river discharges do not guarantee realistic simulations of soil moisture. Even with prescribed observed precipitation, a poor simulation of surface evaporation can be associated with a realistic production of runoff if water storage variations can compensate for the evaporation biases.

The validation of this new version of ISBA at the global scale should be more difficult for at least three reasons. Firstly, the atmospheric forcing and the surface parameters available for this purpose are relatively uncertain compared to the Rhône-AGG data set (Decharme and Douville 2005). The general quality of the hydrological simulations over the Rhône basin is not only due to the robustness of the ISBA physics, but also to the accuracy of the atmospheric forcing derived from the SAFRAN analysis. Secondly, discharge measurements over large river basins are mainly available at a monthly time scale, while the present study emphasizes the relevance of daily observations for a careful validation of regional hydrological simulations. Thirdly, MODCOU is a regional hydrological model that cannot be used for global scale applications so that a more general but simpler river routing model is needed for a global validation. Nevertheless, it will be shown in a future study that this new model version of ISBA also improves many aspects of our hydrological simulations at the global scale.

## APPENDIX 4.4.A

*Dunne surface runoff formulation*

Here, the coupling between ISBA and TOPMODEL is briefly reviewed. More details can be found in Habets and Saulnier (2001) and section 4.1. TOPMODEL describes generally the evolution of a water storage deficit near the soil surface. Therefore, the active layer chosen for the ISBA-TOPMODEL coupling is the root layer, and not the total soil column.

The Dunne surface runoff is then simply given by $Q_s^D = P_g \times f_{sat}$ where $f_{sat}$ is the saturated fraction of a grid cell. $f_{sat}$ is inversely proportional to the mean water storage deficit, $D_t$ (m), of a grid cell computed as follows:

$$0 \le D_t = \left(w_{sat} - \overline{w_2}\right) \times \overline{d_2} \le d_0 \tag{4.A1}$$

$$d_0 = \left(w_{sat} - w_{wilt}\right) \times \overline{d_2} \tag{4.A2}$$

where $d_0$ (m) is the maximum local deficit, and $\overline{w_2}$ and $\overline{d_2}$ are the mean volumetric water contents and depth of the root zone according to the relative fraction of each land surface tiles within each grid cell. In other words, when $\overline{w_2}$ is below the wilting point, the mean water storage deficit is a maximum, $D_t = d_0$, $f_{sat} = 0$ and no surface runoff occurs.

## APPENDIX 4.4.B

*Horton surface runoff formulation*

As previously discussed in section 3, the sub-grid variability in local rainfall, $P_i$, can be given by an exponential probability density distribution (Entekhabi and Eagleson 1989):

$$f\left(P_i\right) = \frac{\mu}{\overline{P}} e^{-\mu \frac{P_i}{\overline{P}}} \tag{4.B1}$$

where $\overline{P}$ is the mean rainfall rate over the grid cell and $\mu$ is the fraction of the grid cell affected by precipitation reaching the surface. $\mu$ can be determined using the results of Fan et al. (1996), who showed an exponential relationship between the fractional coverage of precipitation and rainfall rate, based on their analyses of over 2 years radar observations and rain gauge measurements over the Arkansas-Red river basin in the southern plains of the United States. This relationship is:

$$\mu = 1 - e^{-\beta \overline{P}} \tag{4.B2}$$

where $\beta$ is a parameter which depends on grid resolution, $dx$, according to the relationship given by Peters-Lidard and al. (1997):

$$\beta = 0.2 + 0.5 e^{-0.01 dx} \tag{4.B3}$$

In Fan et al. (1996), $dx$ represents lengths of square grid cells ranging from 40km to 500km. In consequence, the $\mu$ parameter here is equal to 1 at the high resolution because the length of each grid cell is equal to 8km. At the low resolution, it is calculated according to Fan et al. (1996) (Eq. 4.B2), where the $\beta$ parameter depends, for each grid cell, of the root-square of the grid cell area in km² (Eq. 4.B3).

The spatial heterogeneity of the local maximum infiltration rates, $I_i$, can also be approximated by an exponential probability density distribution (Yu 2000):

$$g(I_i) = \frac{1}{\bar{I}} e^{-\frac{I_i}{\bar{I}}} \tag{4.B4}$$

where $\bar{I}$ is the mean maximum infiltration rate over the grid cell. Distinction has been made between infiltration on unfrozen and frozen soil. The local maximum infiltration rates on unfrozen soil, $I_{unf,i}$, is given as in Chen and Kumar (2001) according to Abramopoulos et al. (1988) and Entekhabi and Eagleson (1989), and on frozen soil, $I_{f,i}$, by Johnsson and Lundin (1991). Generalization of these functions into the ISBA framework leads to:

$$I_{unf,i} = k_{sat,i}\left[\frac{b\psi_{sat}}{\Delta z}\left(\frac{w_2}{w_{sat}^*} - 1\right) + 1\right] \tag{4.B5a}$$

$$I_{f,i} = k_{sat,i}^{ice}\left(\frac{w_2}{w_{sat}^*}\right)^{2b+3} \times 10^{-6\frac{w_{I2}}{w_{I2}+w_2}} \tag{4.B5b}$$

where $k_{sat,i}$ (m.s$^{-1}$) is the local surface saturated hydraulic conductivity, $\psi_{sat}$ (m) is the saturated soil water potential or air entry potential, $\Delta z$ is a soil thickness of 0.1m, and $b$ is a dimensionless slope parameter (Brooks and Corey 1966, Clapp and Hornberger 1978). $w_{I2}$ is the layer-average volumetric ice content (m$^3$.m$^{-3}$) in the root zone and $w_{sat}^*$ is the soil porosity in presence of soil ice (Boone et al. 2000). $k_{sat,i}^{ice}$ is the local layer-average saturated hydraulic conductivity over a diagnostic reservoir, corresponding to the ice depth, $d_{ice}$, where the ice can be present. In this study, $d_{ice}$ is equal to 50% of the rooting depth. This calibration gives the best results over the Rhône basin even if Johnsson and Lundin (1991) recommended a value of 0.2m, which is used at the global scale. Finally, the fraction of the frozen soil in ISBA is given by $\delta_f = min\left(\frac{w_{I2}.d_2}{w_{sat}.d_{ice}}, 1\right)$.

According to Eq. 4.43, a new expression of the Horton runoff, $Q_s^H$, is given by:

$$Q_s^H = \mu\left[(1-\delta_f)\int_0^{\infty}\int_{I_{unf,i}}^{\infty}(P_i - I_{unf,i})f(P_i)g(I_{unf,i})dP_i dI_{unf,i} + \delta_f\int_0^{\infty}\int_{I_{f,i}}^{\infty}(P_i - I_{f,i})f(P_i)g(I_{f,i})dP_i dI_{f,i}\right] \tag{4.B6}$$

where the first term corresponds to the Horton runoff on unfrozen soil and the second to the Horton runoff on frozen soil. Consequently and passing throughout several algebraic steps, the Horton runoff in ISBA is computed as follows:

$$Q_s^H = (1-\delta_f)\frac{\bar{P}}{1+\overline{I_{unf}}\frac{\mu}{\bar{P}}} + \delta_f\frac{\bar{P}}{1+\overline{I_f}\frac{\mu}{\bar{P}}} \tag{4.B7}$$

where $\overline{I_f}$ and $\overline{I_{unf}}$ are the grid-average frozen and unfrozen maximum infiltration capacity respectively. Finally, in presence of snowmelt, $S_m$, any assumptions about its spatial variability can be made, and the Horton runoff is simply given by:

$$Q_s^H = (1-\delta_f)max\left(0, S_m - \overline{I_{unf}}\right) + \delta_f\, max\left(0, S_m - \overline{I_f}\right) \tag{4.B8}$$

## 4.4.3 - Résumé, compléments et critiques

Nous venons de présenter la représentation des processus hydrologiques sous maille que nous avons introduite dans le modèle de surface ISBA. Huit simulations ont été effectuées. Les divers ensembles de paramétrisations liés à la variabilité sous maille de la topographie, des précipitations, de la capacité maximum d'infiltration des sols et des propriétés de surface y sont pris en compte. Des expériences parallèles ont été entreprises à haute et basse résolutions afin d'examiner la robustesse du bilan d'eau simulé. Deux simulations additionnelles ont été effectuées en utilisant toutes les paramétrisations sous maille et le profil exponentiel avec la profondeur de $k_{sat}$, afin d'étudier l'interaction entre la physique verticale du sol et les hétérogénéités horizontales. D'une manière générale, la nouvelle version d'ISBA prenant en compte la nouvelle hydrologie sous maille et le profil de $k_{sat}$ montre une meilleure simulation des débits et une sensibilité plus faible à la résolution du modèle. L'impact positif de chaque paramétrisation sous maille sur les débits simulés est plus évident à basse résolution, tandis que les simulations à haute résolution sont plus sensibles au profil exponentiel de $k_{sat}$.

Néanmoins, à Trouhans et à Viviers, la figure 4.35 montre que chaque paramétrisation a un impact non négligeable lors des épisodes de crues. L'effet du ruissellement d'Horton montre qu'il peut être important d'en tenir compte même s'il est secondaire par rapport au ruissellement de Dunne. La variabilité sous maille des caractéristiques de la surface (approche « tiles ») a aussi son mot à dire puisque généralement elle tend à augmenter la quantité des débits simulés. En effet, elle amplifie la part du ruissellement de surface car le ruissellement de Dunne et celui de Horton dépendent de l'humidité de la zone racinaire qui est légèrement plus importante.

Finalement, le profil de $k_{sat}$ diminue l'intensité des crues simulées car d'une part le sol est moins humide et d'autre part, sa valeur à la surface étant plus forte, l'impact du ruissellement de Horton est plus faible. Cependant, la dynamique de la crue est tout de même mieux rendue comme cela avait déjà été montré précédemment (section 4.3)

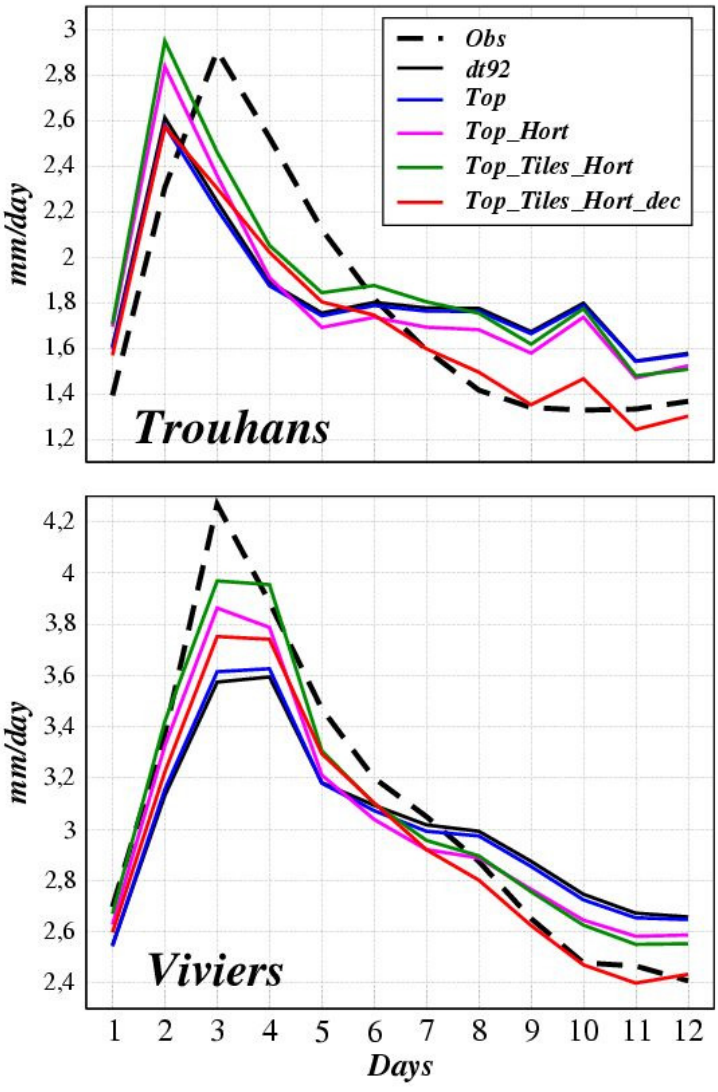



**Figure 4.35 – Composites des crues simulées à Trouhans (Haut) et Viviers (Bas) à haute résolution.** Les crues sélectionnées les mêmes que pour la figure 4.18. Les observations sont montrées par les tirets.

Il est intéressant de remarquer que cette paramétrisation montre les mêmes grandes lignes qu'en section 4.4.1. La représentation de la variabilité sous maille réduit la sensibilité du ruissellement total à l'agrégation spatiale. Pour l'évapotranspiration, les effets des « tiles » de végétation sur la transpiration et des précipitations sur l'évaporation de la canopée sont les plus importants.

Néanmoins, il ne nous a pas été possible de rendre compte de la variabilité sous maille de tout le forçage atmosphérique. Une approche où la maille est par exemple divisée en plusieurs bandes d'élévation pour rendre compte de la variabilité sous maille de la température de l'air en fonction de la topographie aurait pu être utile. Cependant, croiser les « tiles » de végétation avec cette approche augmenterait considérablement le coût numérique des simulations. A faible résolution, ce coût deviendrait alors aussi élevé que des simulations à haute résolution. Dans ce cas, augmenter la résolution des modèles serait une solution assurément plus efficace.

# ***Synthèse du chapitre 4***

**Préambule :**

A l'échelle globale la représentation des processus hydrologiques sous maille apparaît nécessaire. Un jeu de paramétrisations simples a donc été proposé et validé sur le bassin du Rhône. Le protocole expérimental est issu du projet Rhône-AGG (Boone et al. 2004). Au sein d'ISBA, l'impact de chaque développement sur le bilan d'eau modélisé est testé à haute résolution puis validé via la comparaison entre les débits simulés et observés. Une seconde expérience à faible résolution, où le forçage atmosphérique et les données de surface ont été préalablement agrégés, permet d'étudier l'effet de chaque modification sur la sensibilité du modèle à l'échelle spatiale.

**Questions/réponses :**

### *1. Quelle est l'importance du ruissellement de Dunne ?*

Il est aujourd'hui acquis que la qualité des débits simulés passe par une bonne partition du ruissellement total entre drainage et ruissellement de surface, dont la plus forte contribution est, en climat tempéré, le ruissellement de Dunne. Pour en tenir compte, la version originale d'ISBA utilise un formalisme de type VIC. Néanmoins, une autre approche consistant à coupler ISBA au modèle hydrologique TOPMODEL a également été testée à l'échelle de bassins versants limités. Se basant sur ces études antérieures, ce couplage est ici généralisé à l'ensemble du Rhône.

Pour mettre en évidence l'importance du ruissellement de Dunne, trois simulations sont menées à haute résolution. ISBA est tout d'abord implémenté sans représentation du ruissellement de surface (*CTL* ; version ARPEGE-CLIMAT). Dans un second temps, le ruissellement de Dunne est simulé via le formalisme VIC (*dt92*) puis par l'approche TOPMODEL (*Top*). Les bilans d'eau simulés indiquent que *CTL* génère plus d'évapotranspiration et moins de ruissellement total que les deux autres simulations. Celles-ci sont très proches même si *Top* simule légèrement plus de ruissellement de Dunne que *dt92*. La comparaison entre les débits simulés et observés montre que *CTL* présente un temps de réponse trop long suite à l'événement pluvieux et ne parvient pas à simuler les épisodes de crues. Les deux autres simulations engendrent des résultats quasi-similaires et satisfaisants.

Finalement, il est à retenir que, quelle que soit l'approche utilisée, l'essentiel est de prendre en compte le ruissellement de Dunne afin d'obtenir une simulation plus réaliste des débits. Cependant, cette conclusion doit être nuancée. En effet, l'approche TOPMODEL présente l'avantage très appréciable, en vue de son application à l'échelle globale, de ne demander aucune calibration.

### *2. Quel est l'impact des hétérogénéités verticales dans le sol ?*

TOPMODEL repose entre autre sur l'hypothèse d'un profil de décroissance avec la profondeur de la conductivité hydraulique à saturation. L'introduction d'un profil exponentiel de $k_{sat}$ avec la profondeur dans les LSMs a révélé que les valeurs à la surface des sols du $k_{sat}$ employées par les climatologues (Clapp et Hornberger 1978) pouvaient être beaucoup plus faibles que celles employées par les hydrologues (Beven 1982b). Chen et Kumar (2001) ont proposé que $k_{sat}$ atteigne sa valeur compacte à une profondeur de 1m et augmente approximativement d'un facteur 10 à 100 à la surface. Nous interrogeant alors sur l'impact précis d'une augmentation de $k_{sat}$ dans le premier mètre de sol sur le bilan d'eau et les débits simulés, nous avons introduit une représentation simple de ce formalisme dans ISBA.

La prise en compte d'un profil de $k_{sat}$ montre que l'impact des hétérogénéités verticales dans les sols n'est pas négligeable. L'amélioration des débits simulés à haute résolutions semble révéler que les valeurs données par Clapp et Hornberger (1978) ne sont pas optimales pour des applications hydrologiques. En outre, l'amélioration des débits simulés à faible résolution suggère que cette paramétrisation est également appropriée pour des applications hydrologiques à grande échelle. Cette conclusion est renforcée par le fait que le profil exponentiel du $k_{sat}$ réduit l'impact de l'agrégation spatiale sur l'évapotranspiration et le ruissellement total.

### *3. Qu'apporte la paramétrisation des processus sous maille ?*

L'étude précédente montre que le mécanisme de Dunne n'est pas à lui seul suffisant pour simuler les fortes crues suite aux événements pluvieux intenses, soulignant l'utilité d'une représentation du mécanisme de Horton. L'expérience d'agrégation indique que les simulations à faible résolution sous estiment le ruissellement total et surestiment l'évapotranspiration, principalement l'évaporation de la canopée et la transpiration. Le manque de variabilité sous maille des précipitations et des caractéristiques de la surface est ici critique.

Une représentation simple des processus hydrologiques sous maille est donc présentée. Cinq simulations sont effectuées en tenant compte de divers ensembles de paramétrisations liés à la variabilité sous maille de la topographie, des précipitations, de la capacité maximum d'infiltration des sols et des propriétés de surface. L'impact positif de chaque paramétrisation sur les débits simulés est plus évident à basse résolution, tandis que les simulations à haute résolution sont plus sensibles au profil exponentiel de $k_{sat}$. Finalement, cette nouvelle hydrologie sous maille couplée avec le profil de $k_{sat}$ montre une sensibilité plus faible à la résolution spatiale.

En conclusion, la paramétrisation des processus hydrologiques sous maille à un effet positif sur la sensibilité du modèle à la résolution spatiale. La prise en compte de la variabilité des caractéristiques de la surface (végétations, profondeur des sols, etc.) apparaît ici essentielle puisqu'elle apporte le plus gros impact surtout au niveau de la transpiration. La prise en compte de la variabilité spatiale de l'intensité des pluies est importante pour l'amélioration de la sensibilité de l'évaporation de la canopée.

**<u>Limites et perspectives :</u>**

Il est important de noter que les modifications apportées à ISBA ne sont pas forcément majeures. Néanmoins, chaque paramétrisation sous maille contribue tout de même à diminuer la sensibilité du modèle à l'échelle spatiale et à améliorer sensiblement les débits simulés.

La portée de nos conclusions peut paraître limitée puisque le bassin du Rhône n'est qu'une petite région comparée à l'échelle globale. L'application à l'échelle globale de ces nouvelles paramétrisations nous permettra-t-elle de confirmer les conclusions de cette validation régionale ?

# Chapitre 5 - Validation à l'échelle globale

Un jeu de paramétrisations simples des processus hydrologiques sous maille vient d'être proposé et validé sur le bassin du Rhône. Dans ce chapitre nous allons tester ces nouvelles approches à l'échelle globale en se basant une nouvelle fois sur la comparaison entre simulations et observations. Pour ce faire, nous allons utiliser la série d'expériences suivante :

1. *CTL* : ISBA dans sa version ARPEGE, c'est à dire sans ruissellement de surface ni ruissellement sous maille.
2. *dt92* : La version d'ISBA est quasi-similaire à celle de la section 4.4.2. Rappelons ici qu'à l'échelle globale, la paramétrisation du ruissellement de la canopée est différente par rapport à celle sur le Rhône. Elle est donnée par Mahfouf et al. (1995) (Eq. 2.65) avec $\mu$ constant et uniforme ($\mu$=*0.1*). De plus le paramètre $B$ du formalisme VIC (Eq. 2.59) est calculé en fonction de la pente de chaque maille, $s_i$ (m), et de la pente maximale sur le globe, $s_{max}$ (m) : $B_i = max(0.1, 0.5 \times s_i / s_{max})$. Finalement, le ruissellement sur sol gelé est ici effectif (Eq. 2.60).
3. *Top* : Similaire à *dt92* mais le formalisme VIC est remplacé par TOPMODEL pour le ruissellement de Dunne.
4. *Top_Hort* : Comme en section 4.4.2, on rajoute le ruissellement de Horton (Eq. 4.B6). Néanmoins, la profondeur pronostique de glace, $d_{ice}$, est ici égale à 20 cm.
5. *Top_Tiles_Hort* : Ici on introduit la représentation en mosaïque de la surface (Tiles de végétation).
6. *Top_Tiles_Hort_dec* : Finalement, on rajoute le profil exponentiel de $k_{sat}$. Notons que le paramètre de décroissance $f$ est calculé par rapport aux propriétés des sols de chaque maille en accord avec la relation 4.39 mais ne peut excéder $2m^{-1}$ : $f = min[(w_{sat} - w_{wilt})/M, 2]$.

## 5.1 - Les bilans d'eau simulés

### 5.1.1 - Evapotranspiration, ruissellement et humidité du sol

La comparaison des tables 5.1 et 5.2 montre que les bilans d'eau simulés se situent tous dans une gamme acceptable, exception faite de *CTL*, lorsqu'on ce réfère à des estimations antérieures. La figure 5.2 présente une grosse différence des rapports ruissellement total sur précipitation simulés par *dt92* et *CTL*. La prise en compte du ruissellement de surface (Dunne et sur sol gelé) et du drainage sous maille entraîne une forte augmentation du ruissellement total, particulièrement sur la majorité de l'hémisphère Nord. Cependant, le drainage sous maille a, en relatif ($Q_s$/P), une plus forte influence sur les zones désertiques arides (Sahara, Australie, etc.) alors qu'aux hautes latitudes l'effet majeur est dû au ruissellement sur sol gelé durant la période de fonte de la neige. A l'inverse, *dt92* simule logiquement un sol beaucoup plus sec (Fig. 5.4) que *CTL* et le rapport évaporation sur précipitation diminue.

| Simulations | $(Q_s + Q_{sb})/P$ | $E_{vap}/P$ | $Q_s/(Q_s + Q_{sb})$ | *SWI* |
|---|---|---|---|---|
| *CTL* | 30% | 70% | 01% | 0.138 |
| *dt92* | 35% | 65% | 24% | 0.075 |
| *Top* | 36% | 64% | 39% | 0.066 |
| *Top_Hort* | 36% | 64% | 43% | 0.062 |
| *Top_Tiles_Hort* | 38% | 62% | 42% | 0.087 |
| *Top_Tiles_Hort_dec* | 39% | 61% | 34% | 0.106 |

**Table 5.1 – Moyennes globales sur les 10 années de simulations pour différents termes du bilan d'eau.** Les valeurs des rapports ruissellement total sur précipitation, $(Q_s + Q_{sb})/P$, évapotranspiration sur précipitation, $E_{vap}/P$, et ruissellement de surface sur précipitation, $Q_s/(Q_s + Q_{sb})$, sont données en %. La définition de l'indice d'humidité des sols, *SWI*, est donnée en section 5.1.2.

| Références | $(Q_s + Q_{sb})/P$ | $E_{vap}/P$ |
|---|---|---|
| Baumgartner and Reichel (1975) | 35% | 65% |
| UNESCO (1978) | 38% | 62% |
| Willmott et al. (1985) | 31% | 69% |
| Levis et al. (1996) | 33% | 67% |
| Hornberger et al. (1998) | 39% | 61% |

**Table 5.2 – Bilan d'eau global annuel d'après différentes sources.** Les notations sont les mêmes que pour la table 5.1.

L'introduction de TOPMODEL (*Top*) pour le ruissellement de Dunne entraîne globalement une augmentation non négligeable sur certaines régions du rapport ruissellement total sur précipitation (Fig. 5.2) et donc une diminution de l'humidité du sol (Fig. 5.4) et de l'évapotranspiration. L'augmentation du ruissellement total est liée à un ruissellement de surface plus intense dû à une fraction saturée généralement plus forte (Fig. 5.1). Notons que la différence entre les bilans d'eau simulés par *dt92* et *Top* est légèrement plus marquée que sur le bassin du Rhône.

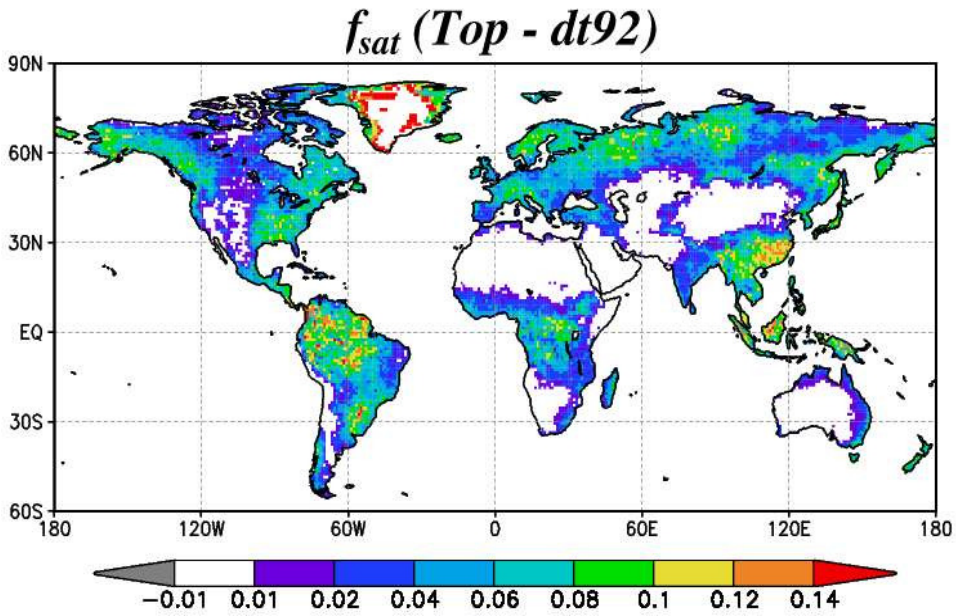



**Figure 5.1 – Comparaison entre les fractions saturées moyennes (1986-1995) calculées par *Top* et *dt92*.**

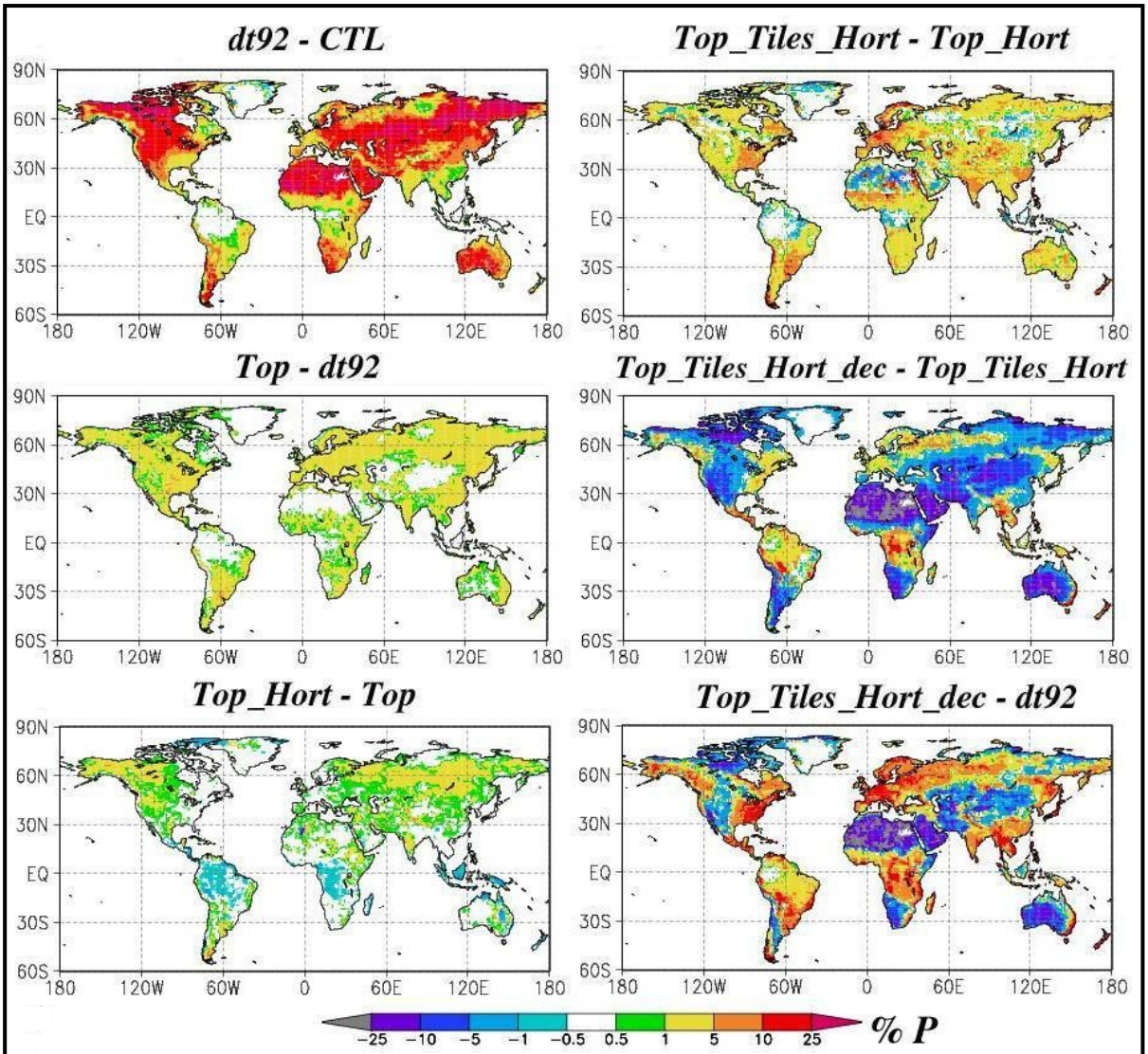



**Figure 5.2 – Différences entre les moyennes sur 10 ans (1986-1995) des rapports ruissellement total sur précipitations totales de chaque expérience.** Les rapports sont calculés en %.

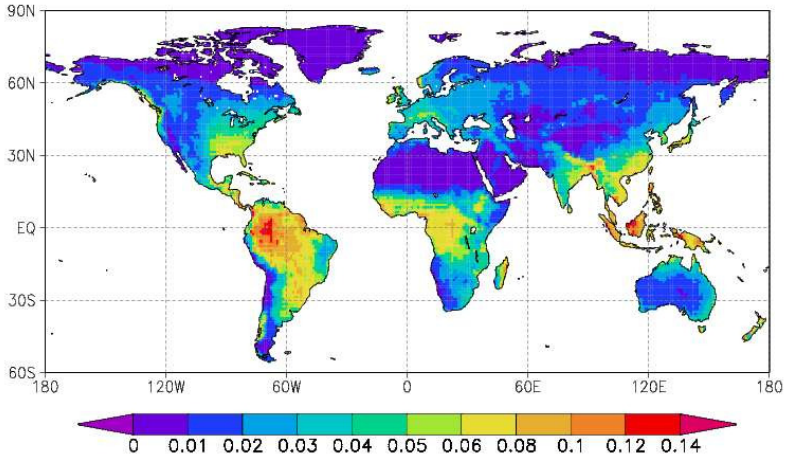



**Figure 5.3 – Moyennes sur 10 ans (1986-1995), en période de pluie, du paramètre $\mu$ utilisé dans la paramétrisation du ruissellement de la canopée et de Horton.** Ce paramètre (Eq. 4.B2) représente la fraction mouillée de la maille lorsqu'on prend en compte la variabilité sous maille des précipitations. Dans la version originale d'ISBA, sa valeur est constante et uniforme (égale à 0.1).

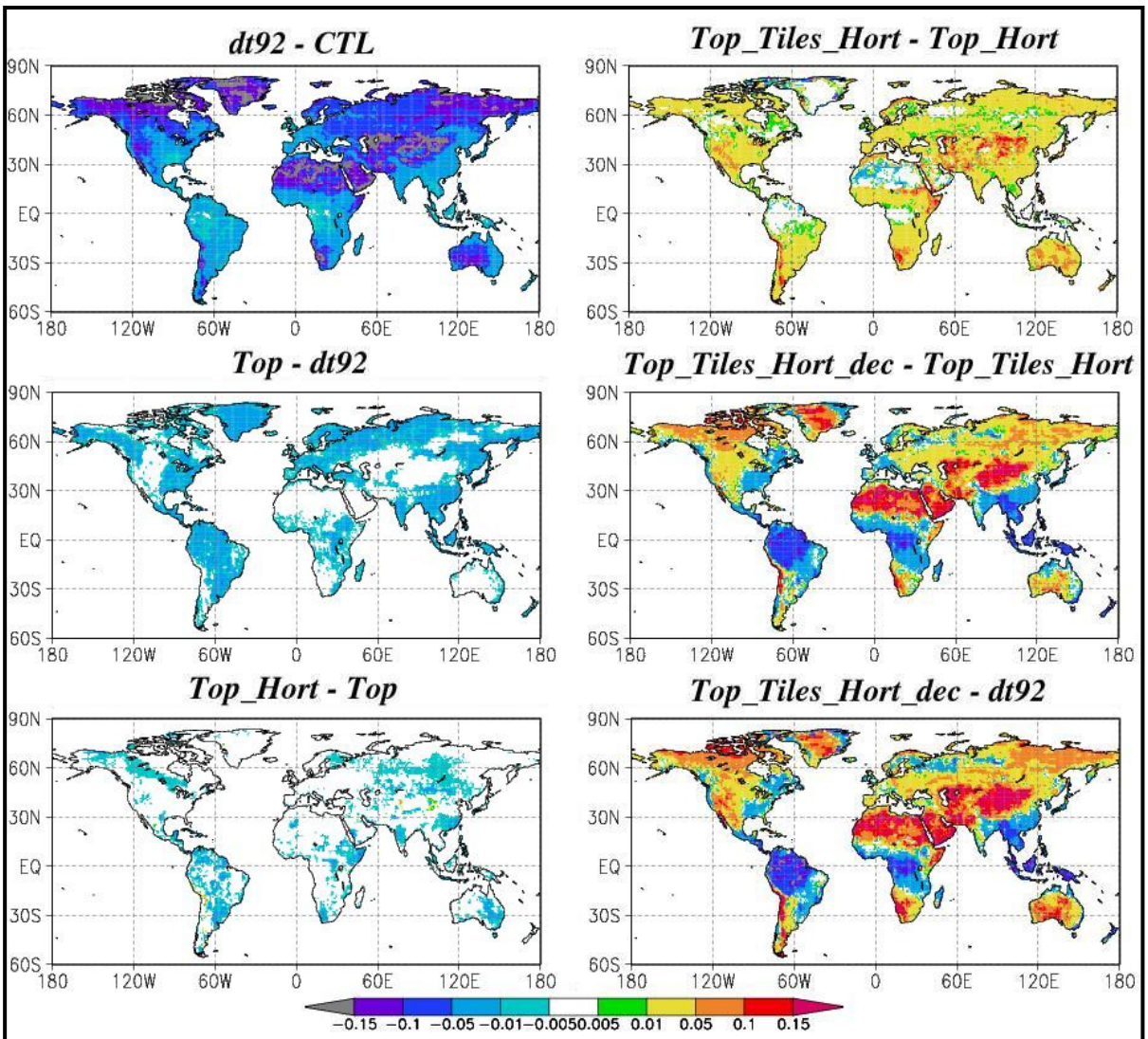



**Figure 5.4 – Différence entre les *SWI* moyens simulés sur 10 ans (1986-1995).** Conformément aux notations internationales ALMA (Assistance for Land-surface Modelling Activities) demandées par GSWP-2, l'indice d'humidité est ici donné par $SWI = (w_{tot} - w_{wilt})/(w_{sat} - w_{wilt})$ où $w_{tot}$ est le contenu en eau volumétrique total.

L'introduction de la variabilité sous maille des précipitations (*Top_Hort*) n'influe que très peu sur la partition des précipitations entre ruissellement total et évapotranspiration. Sur certaines régions des tropiques, l'évapotranspiration est néanmoins plus intense et le ruissellement total plus faible. En effet, sur ces zones le paramètre $\mu$ est assez régulièrement supérieur à 0.1, soit la valeur constante et uniforme utilisée dans les expériences précédentes (Fig. 5.3). Ceci réduit le ruissellement de la canopée, augmente l'évaporation du réservoir d'interception et diminue le ruissellement total. Ailleurs, le ruissellement de Horton induit une augmentation globalement faible du ruissellement total même si celle-ci est plus marquée aux hautes latitudes du fait de la nouvelle paramétrisation du ruissellement sur sol gelé. Comme sur le Rhône, ceci implique une différence plus forte sur la partition du ruissellement total entre ruissellement de surface et drainage. Néanmoins, l'humidité du sol n'est que très peu affectée par cette paramétrisation.

Le rapport ruissellement de surface sur ruissellement total (Table 5.1) diminue légèrement avec la prise en compte de la variabilité sous maille des caractéristiques de la surface (*Top_Tiles_Hort*) alors que le ruissellement total est significativement plus intense, ce qui montre que la part d'eau drainée est largement plus importante avec les tiles.

L'évapotranspiration est réduite car, comme nous l'avons montré sur le Rhône, cette paramétrisation induit une diminution significative de la transpiration des plantes. Finalement l'humidité du sol simulée par *Top_Tiles_Hort* est significativement plus forte que *Top_Hort*.

L'introduction du profil exponentiel de $k_{sat}$ (*Top_Tiles_Hort_dec*) tend à augmenter le ruissellement total sur les zones à forte densité de végétation (Tropique, Europe, etc.) corrélées généralement avec des profondeurs de sol importantes. A l'inverse, l'évapotranspiration est favorisée sur les régions où la végétation est moins présente à cause de l'augmentation de l'évaporation du sol nu. De plus elle favorise une humidité beaucoup plus forte dans les zones arides car le drainage sous maille n'est permis que lorsque le contenu en eau de chaque couche est supérieur au point de flétrissement. De plus la diminution de $k_{sat}$ en profondeur favorise le stockage de l'eau dans la dernière couche de sol. A l'inverse, sous les tropiques où dans les zones caractérisées par des forêts et des cultures, le sol est plus sec car les profondeurs de couche racinaire sont assez importantes (de 1.5m à 8m) ce qui tend à augmenter significativement le transfert de l'eau vers la couche profonde et favoriser le drainage, comme sur le bassin du Rhône.

### 5.1.2 - Contributions aux variations de masse océanique

L'altimétrie spatiale, par le biais de TOPEX/POSEIDON, permet de suivre les variations du niveau moyen global de la mer avec une résolution temporelle assez élevé et une précision proche du mm/an. En effet, le satellite TOPEX/POSEIDON survole une même région du globe tous les 10 jours. Au cours de cet intervalle de temps, le satellite effectue une couverture quasi-complète des océans (66°N-66°S). En moyennant les hauteurs de mer mesurées au cours d'un cycle sur l'ensemble du domaine océanique, on obtient une valeur du niveau moyen des océans. Les deux causes de variation du niveau de la mer, sur une période de temps allant du mois à quelques décennies, sont :

1. Les variations de densité des océans résultant des variations de température et de salinité de la mer. Ce processus est appelé l'effet stérique.

2. Les échanges avec les réservoirs continentaux (humidité des sols, couverture neigeuse, eaux souterraines, rivières, lacs), les glaciers de montagne et les calottes polaires (Groenland et Antarctique) et l'eau contenut dans l'atmosphère.

Les données TOPEX/POSEIDON sont disponibles sur une période allant de 1993 à 2004. De nouvelles données globales de température de la mer disponibles depuis peu permettent d'estimer avec précision la part de l'expansion thermique en particulier pour la dernière décennie. Les données TOPEX/POSEIDON peuvent ainsi être corrigées de l'effet stérique. En tenant compte alors des variations de l'eau atmosphérique, on peut déduire la contribution de l'hydrologie continentale. Cette méthode de comparaison a déjà été plusieurs fois utilisée, par exemple pour évaluer des simulations hydrologiques ou climatiques globales (Cazenave et al. 2000, Milly et al. 2003, Ngo-Duc 2005a).

Les variations de l'hydrologie continentale dans ISBA se résument aux variations d'humidité du sol et du manteau neigeux. Ces réservoirs sont ramenés à la surface des océans en tenant compte de la superficie totale des océans et des contients à la surface du globe. Ceci permet de comparer directement ces variations de l'hydrologie continentale aux données TOPEX/POSEIDON corrigées de l'effet stérique et de l'effet des variations de l'eau atmosphérique (Cazenave et al. 2000, Milly et al. 2003, Ngo-Duc 2005a), fournies par les ré-analyses ERA-40. La figure 5.5 compare les variations de l'hydrologie continentale simulée par ISBA aux variations du niveau des océans estimées par TOPEX/POSEIDON. Toutes les

versions sont assez proches excepté *CTL* qui a tendance à simuler de plus fortes variations. En effet, *CTL* montre des variations d'eau du sol et de neige plus larges que *Top_Tiles_Hort_dec* (Fig. 5.6). On peut noter que le minimum simulé par ISBA est déphasé d'un mois par rapport aux observations. Ce déphasage semble être dû aux variations du manteau neigeux qui est l'effet dominant de la contribution de l'hydrologie continentale aux variations du niveau des océans (Fig. 5.6). Néanmoins, même si cette comparaison ne nous permet pas de valider les modifications apportées à l'hydrologie d'ISBA, elle nous permet de tirer quelques conclusions intéressantes. En effet, toutes les simulations sous estiment les données TOPEX alors que la non prise en compte des processus hydrologiques sous mailles semble induire des variations plus fortes de l'hydrologie continentale et surtout de l'humidité des sols. Pourtant les variations d'autres réservoirs sont ici négligées comme les eaux souterraines, les lacs ou la calotte polaire de l'Antarctique. Le fait que *CTL* montre des amplitudes de variation comparables voir supérieures à TOPEX apparaître alors questionnable. Finalement, la simulation du manteau neigeux semble également présenter un défaut qui pourraît correspondre à une fonte trop tardive.

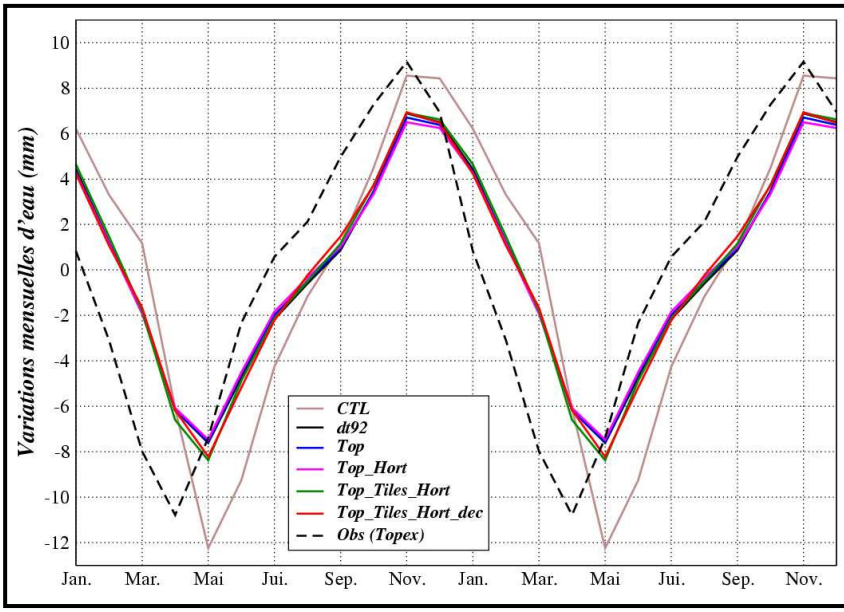



**Figure 5.5 – Contribution de l'hydrologie continentale (neige + humidité du sol) aux variations du niveau de la mer.** Le cycle annuel de chaque simulation est montré et comparé aux données TOPEX corrigées de l'effet stérique et des variations de l'eau atmosphérique (tirets noirs).

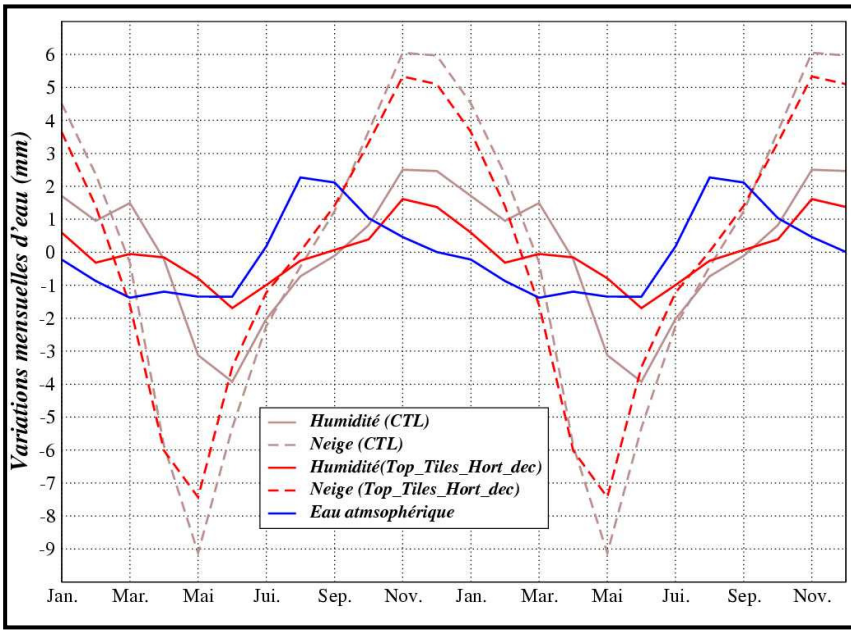



**Figure 5.6 – Contribution des composantes de l'hydrologie continentale aux variations du niveau de la mer.** L'humidité du sol (traits pleins) et la neige (tirets) sont montrés pour deux simulations (*CTL* en marron et *Top_Tiles_Hort_dec* en rouge). L'eau atmosphérique ERA-40 est montrée en bleu.

## 5.1.3 - Discussion

Les bilans d'eau simulés sur le Rhône à faible résolution nous avaient permis de montrer que la représentation du ruissellement de Dunne par l'approche VIC ou TOPMODEL n'avait qu'un très faible impact sur le bilan d'eau simulé. A l'échelle globale, cet impact est plus marqué. En résumé, *Top* simule plus de ruissellement total, dû à des fractions saturées plus fortes, moins d'évapotranspiration et un sol généralement plus sec que *dt92*. Cette différence s'explique en partie par le choix arbitraire de la valeur du paramètre *B* de VIC qui varie de 0.1 à 0.5 en fonction de la topographie alors qu'il était pris uniforme sur le bassin du Rhône (0.5). Cette remarque renforce l'intérêt de notre approche TOPMODEL à l'échelle globale qui permet de se passer de ce paramètre empirique. L'introduction de la variabilité sous maille des précipitations, qui n'influence que très peu le bilan simulé, apporte l'avantage d'une modélisation cohérente. En effet, ISBA à l'échelle globale prenait déjà en compte ces hétérogénéités horizontales mais seulement pour le ruissellement de la canopée et proposait une fraction mouillée de la maille homogène sur l'ensemble du globe. Grâce à la paramétrisation du ruissellement de Horton, cette approche est étendue au sol et permet de rendre compte de fractions mouillées qui varient en fonction de la résolution spatiale et de l'intensité des pluies. De plus, l'introduction du ruissellement de Horton sur sol gelé permet de passer de l'équation 2.60 à une approche plus physique, même si elle ne permet pas de s'absoudre de la hauteur de sol, $d_{ice}$, sur laquelle est diagnostiquée empiriquement la saturation de la surface due au gel de l'eau. La prise en compte des tiles montre un impact significatif sur le bilan d'eau simulé. Elles induisent une augmentation conséquente du ruissellement total simulé, une diminution de l'évapotranspiration et un état hydrique des sols plus humide. Cette remarque est en bon accord avec les simulations à faibles résolutions sur le bassin du Rhône qui avaient mis en avant une augmentation du drainage de l'eau en profondeur et une diminution de la transpiration des plantes. C'est aussi le cas ici à l'échelle globale. Finalement, l'introduction du profil exponentiel de $k_{sat}$ tend à augmenter le ruissellement total et à diminuer l'humidité des sols sur les zones à forte densité de végétation et à favoriser ailleurs le stockage de l'eau en profondeur et l'évapotranspiration.

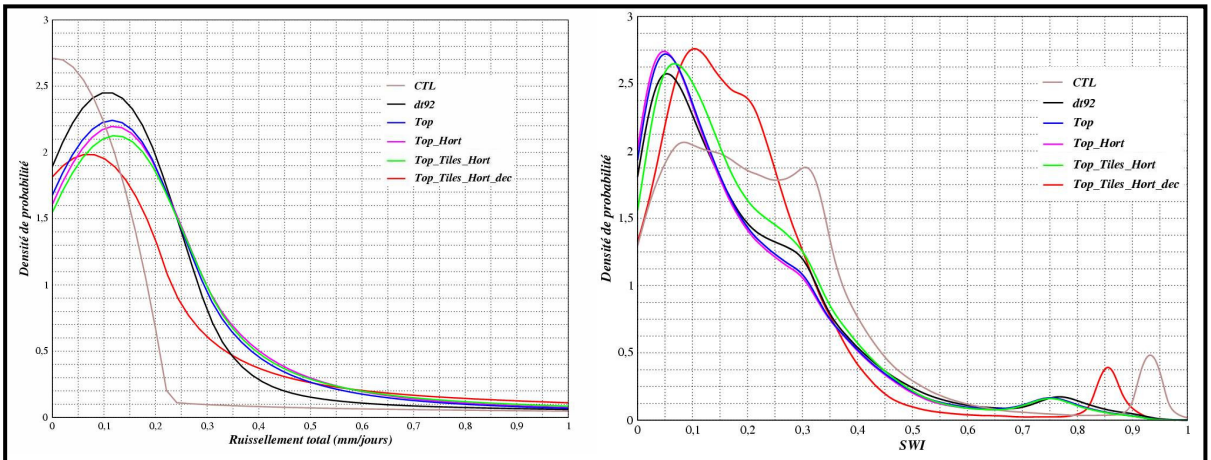



**Figure 5.7 – Densités de probabilité spatio-temporelles du ruissellement total (a) et du *SWI* (b) simulées à l'échelle globale.** Ces pdf sont établis à partir des données mensuelles de chaque simulation. Le SWI est calculé conformément à la figure 5.1.

En résumé, comme le montrent les densités de probabilité spatio-temporelles (à l'échelle mensuelle) du ruissellement total et du *SWI* (Fig. 5.7), l'introduction du ruissellement de Dunne et du drainage sous maille a la plus forte influence sur les ruissellements et les humidités de sol simulés. Notons tout de même que ces densités de

probabilité montrent plus les impacts en terme de répartition spatiale qu'en terme de variations temporelles. L'effet TOPMODEL est lui aussi assez net et tend à augmenter la part des ruissellements intenses et des faibles humidités alors que les tiles permettent de « ré-humidifier » les sols. Finalement, l'introduction d'un profil exponentiel de $k_{sat}$ entraîne une modification importante de la répartition du *SWI* vers des sols plus humides et la diminution de la part des faibles ruissellements augmente légèrement celle des ruissellements plus intenses.

La comparaison entre les données TOPEX et les variations mensuelles de l'hydrologie continentale ne peut servir de validation fine dans notre cas. En effet, la période de simulation est différente de celle observée (Fig. 5.8) et la neige à un impact beaucoup plus fort que l'eau du sol. De plus, les incertitudes sur la simulation de l'hydrologie continentale et sur l'eau atmosphérique ERA-40 peuvent être importantes. Les variations du niveau de la mer réajustées en fonction de l'eau atmosphérique et de l'effet stérique présentent de fortes variations décennales que l'on ne reproduit pas avec le modèle (Fig. 5.8). Il est possible ici que les variations saisonnières d'autres réservoirs continentaux négligés (eaux souterraines, lacs, etc.) jouent un rôle important. Il est possible aussi que le manque d'information sur l'humidité du sol et sur la calotte polaire de l'Antarctique soit aussi préjudiciable. Des biais intrinsèques aux données TOPEX ou à la correction des effets stériques et de l'eau atmosphèrique ne sont pas non plus à exclure. La mission gravimétrique GRACE devrais permettre d'avancer sur ces questions en accès à la variation massique mensuelle et pluriannuelle des stocks d'eau continentaux même si la résolution spatiale de 200km à 300km reste faible.

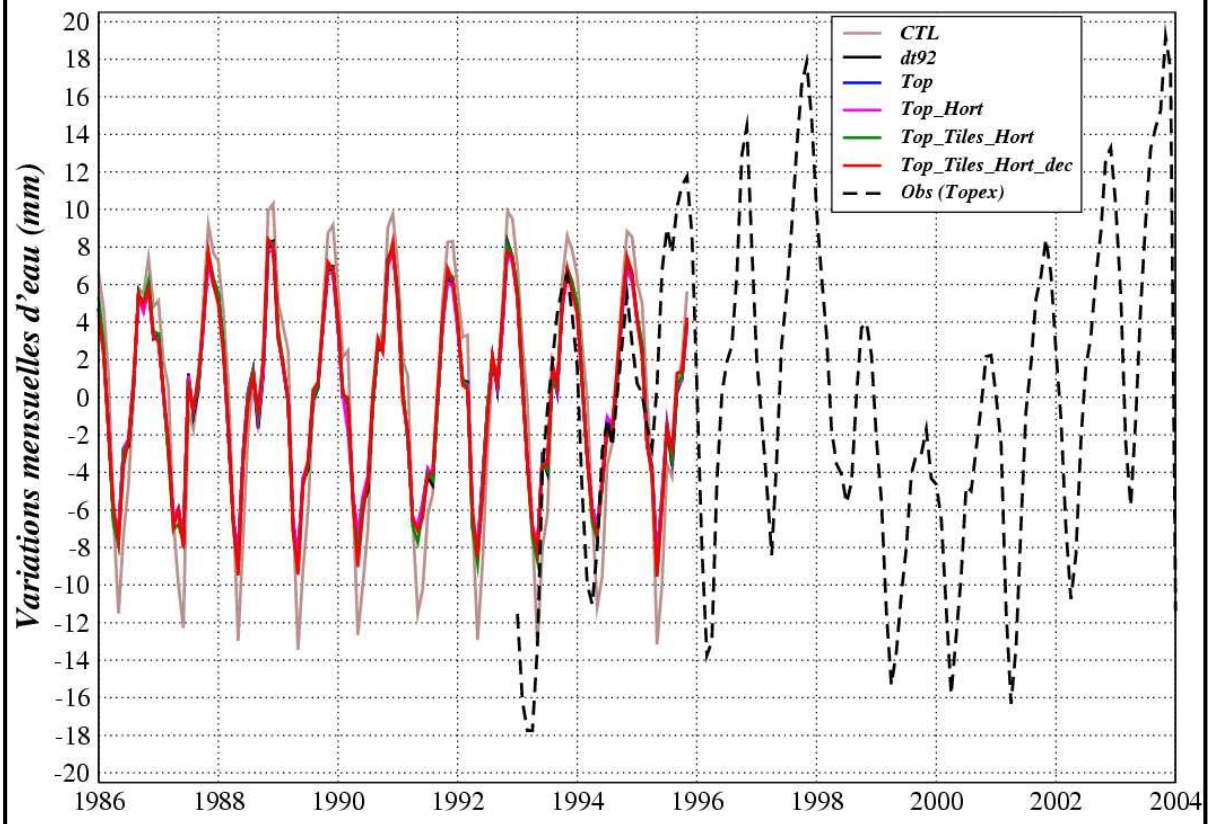



**Figure 5.8 – Les variations mensuelles de l'hydrologie continentale et du niveau de la mer.** Les données TOPEX corrigées de l'effet stérique et tenant compte de l'eau atmosphérique sont montrées en tirets noirs.

# 5.2 - Comparaison entre les humidités du sol simulées et observées

Cette comparaison s'appuie tout d'abord sur les ré-analyses ERA-40 qui nous permettent de comparer chaque paramétrisation à l'échelle du globe. Ensuite, nous utiliserons les jeux de données in situ fournis par GSWP-2 et issus de la Soil Moisture Data Bank.

## 5.2.1 - Les ré-analyses ERA-40

Les ré-analyses proposent des données globales d'humidité des sols basées sur l'assimilation séquentielle de données SYNOP (températures de l'air et humidité à 2m ; http://weather.unisys.com/wxp/Appendices/Formats/SYNOP.html) dans le modèle de prévision du centre européen. Le modèle de surface utilisé présente un sol discrétisé entre quatre couches d'épaisseur 0.07m, 0.21m, 0.72m et 1.89m. Ces épaisseurs sont uniformes sur tous les continents. En d'autres termes, la couche racinaire présente une profondeur d'1m et la profondeur totale du sol est de 2.89m. Dans ces ré-analyses, parce que les précipitations et l'insolation simulés ne sont pas parfaites, l'humidité du sol tend à diverger vers un état trop sec ou trop humide. Pour corriger ce biais, l'humidité du sol est alors ajustée dans les trois premières couches du sol en tenant compte des ré-analyses de températures de l'air et d'humidité à 2m (Douville et al. 2000c). Les ré-analyses d'eau du sol ont été validées localement grâce à des observations in situ (Li et al. 2005).

Compte tenu du fait que l'état atmosphérique entre ERA-40 et nos simulations est différent et que les paramètres de surface ne sont pas semblables, les humidités issues des ré-analyses ERA-40 et simulées par chaque version d'ISBA ne sont pas directement comparables en valeur absolue. En règle générale, les sols dans ERA-40 sont plus humides que les sols ISBA, mis à part sur l'Amazone par exemple où les profondeurs ECOCLIMAP sont de l'ordre de huit mètres ce qui favorise le stockage de l'eau dans nos simulations. Néanmoins, la régionalisation de l'état d'humidité des sols montre logiquement un bon accord, c'est à dire les sols les plus humides dans les zones tempérées et tropicales et les plus secs dans les déserts. Nous avons choisi de comparer les humidités de sol ERA-40 à celles simulées par les différentes versions d'ISBA en retirant le cycle annuel moyen sur toute la période de validation des séries mensuelles. Suivant les régions du monde, ces corrélations sont plus ou moins acceptables. La cohérence semble être assez bonne sur l'Amérique du Nord, l'Europe, l'Asie de l'Est, l'Australie et l'Afrique du Sud.

La figure 5.9 montre les différences de corrélations d'anomalies mensuelles entre l'humidité de tout le sol et de la couche racinaire issues des ré-analyses ERA-40 et simulées par chaque version d'ISBA. L'introduction du ruissellement de surface et du drainage sous maille apporte une dégradation de ces corrélations sur l'Europe de l'Est (*dt92 - CTL*) alors que cela semble être l'inverse ailleurs. L'introduction des Tiles semble faiblement améliorer les corrélations. Il faut tout de même noter que cette comparaison n'a pas pour but de valider le jeu des différentes paramétrisations des processus hydrologiques sous maille proposés précédemment, mais de comparer deux « produits » indépendants. Il semble tout de même que la version *Top_Tiles_Hort_dec* montre de meilleures corrélations avec ERA-40 que les autres versions. Ceci ne veut pas dire que cette simulation est meilleure que les autres mais que l'introduction d'un profil exponentiel de $k_{sat}$ dans ISBA tend à rapprocher la dynamique mensuelle d'eau du sol simulée par ISBA vers celle d'ERA-40, surtout dans l'Hémisphère Nord.

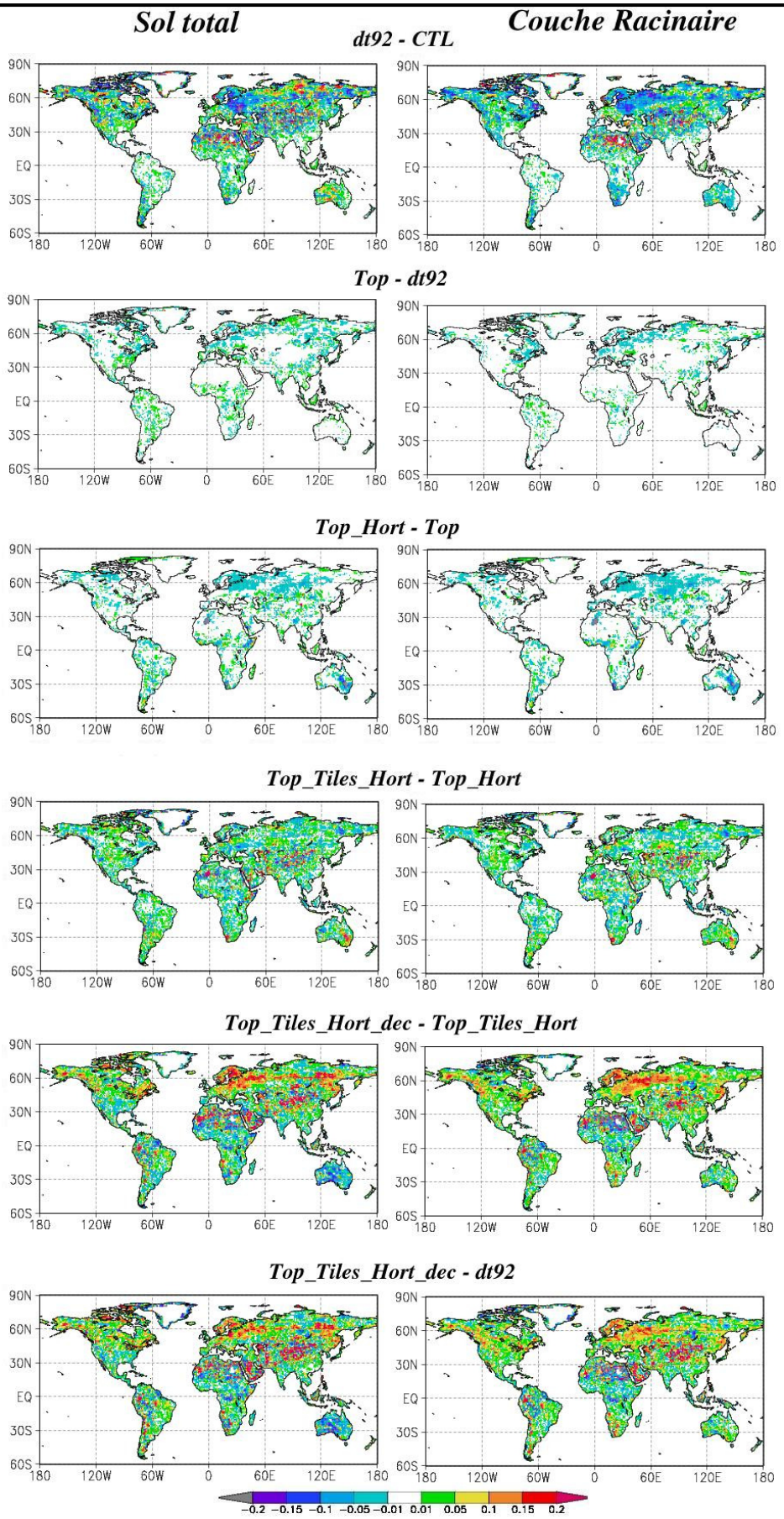



**Figure 5.9 – Différence des corrélations d'anomalies mensuelles entre l'humidité du sol total et de la couche racinaire issues des ré-analyses ERA-40 et simulées par chaque version d'ISBA.**

## 5.2.2 - Observations in situ

Les observations utilisées ici sont réparties sur 270 stations localisées sur la Russie, la Mongolie, la Chine et l'Illinois. Pour cette comparaison, cinq boîtes sont définies (Fig.5.10) où les moyennes spatiales des humidités des sols simulées et observées sont effectuées (Entin et al. 1999) et exprimées en terme de contenu en eau volumétrique. Les données ERA-40 d'eau du sol sont incluses dans cette comparaison.

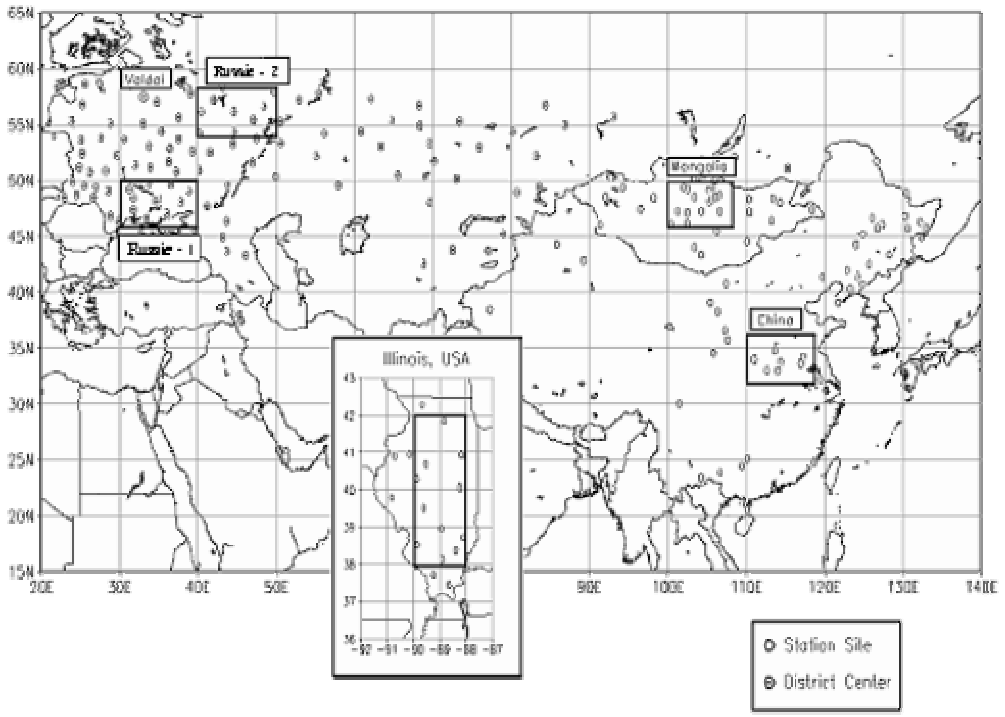



**Figure 5.10 – Localisation des stations et des boîtes utilisées pour faire les moyennes spatiales.** Ce choix est similaire à celui proposé par Entin et al. (1999) durant GSWP-1.

Sur la Chine (110-118°E, 32-36°N), l'humidité du sol est observée par gravimétrie (Robock et al. 2000). La végétation présente aux stations considérées est de type agricole ou de type herbacé (pâturages). Les mesures sont faites environ trois fois par mois et sur la période 1986-1992. Il en va de même pour le jeu de données sur la Mongolie (100-108°E, 46-50°N) mais la période d'observation est différente, allant de 1987-1994 mais seulement pour les mois d'avril à octobre. Cette même fréquence de mesures est utilisée pour les jeux de données sur la Russie (1 : 30-40°E, 46-50°N ; 2 : 40-50°E, 54-58°N). La végétation sur ces deux sites est composée de blé d'été et d'hiver. Finalement sur l'Illinois (90-88°W, 38-42°N), les données sont proposées sur la période 1986-1996. Sur la Russie, les contenus en eau sont seulement fournis en terme d'humidité disponible pour les plantes (relative au point de flétrissement). Nous les avons donc réajustés arbitrairement en fonction du point de flétrissement donné par ECOCLIMAP. Pour tous les jeux de données l'humidité est observée sur une profondeur de 1m et donc seules les humidités simulées de la couche racinaire sont utilisées.

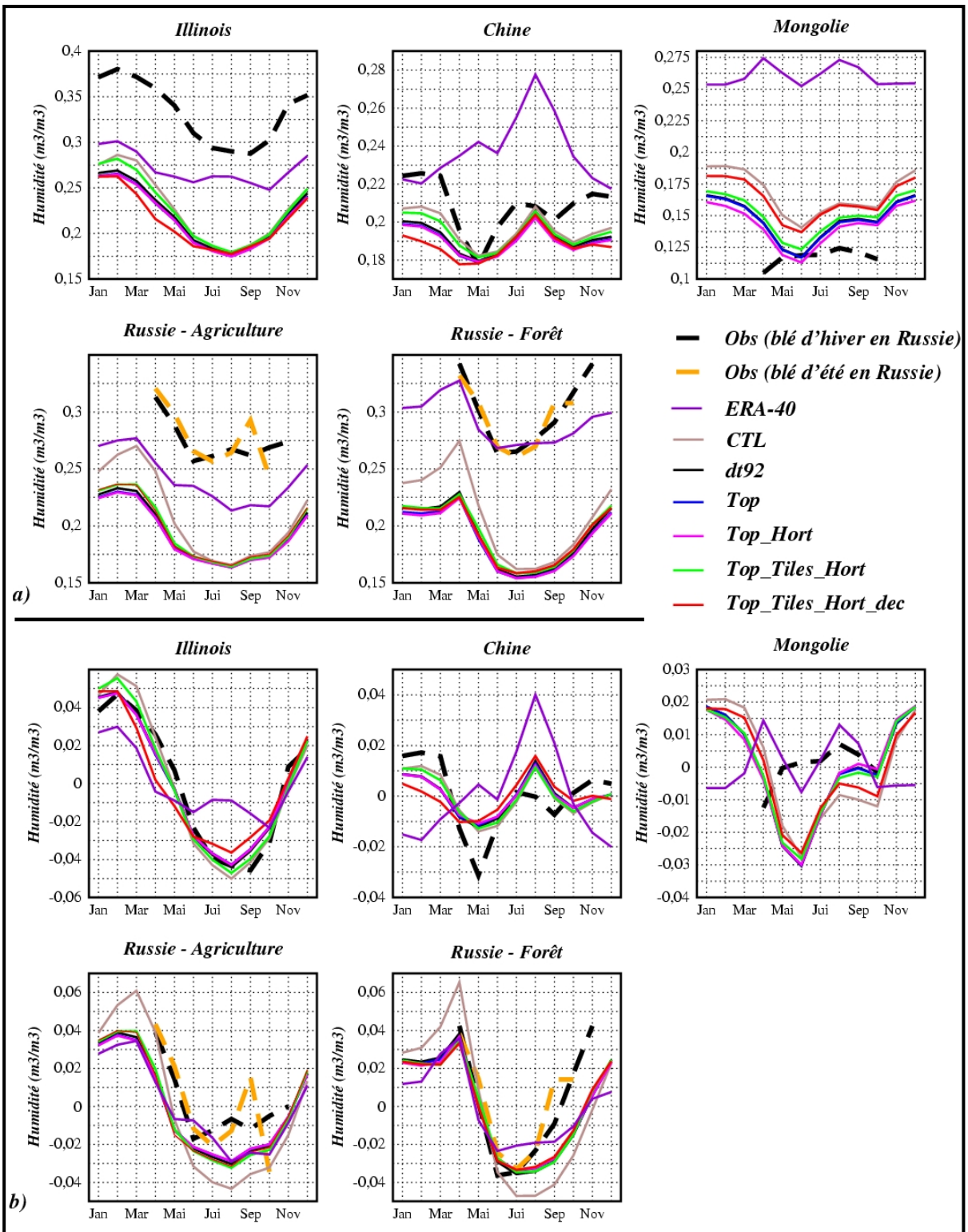



**Figure 5.11 – Comparaison entre les humidités de sol simulées et observées (tirets noirs et oranges).** Les cycles annuels **(a)** et les cycles annuels ramener à leurs moyennes **(b)** sont représentés. Les humidités de sol ERA-40 sont aussi montrées.

La comparaison des moyennes annuelles (Fig 5.11a) montre une différence marquée entre les simulations, les données ERA-40 et les observations. Comme précédemment, CTL présente un cycle annuel généralement plus marqué que les autres simulations, surtout aux hautes latitudes (Russie). Dans la plupart des cas, les cycles annuels simulés, ramenés à leurs moyennes, apparaissent acceptables comparés aux observations, même si sur la Chine et la Mongolie la différence reste importante (Fig 5.11b).

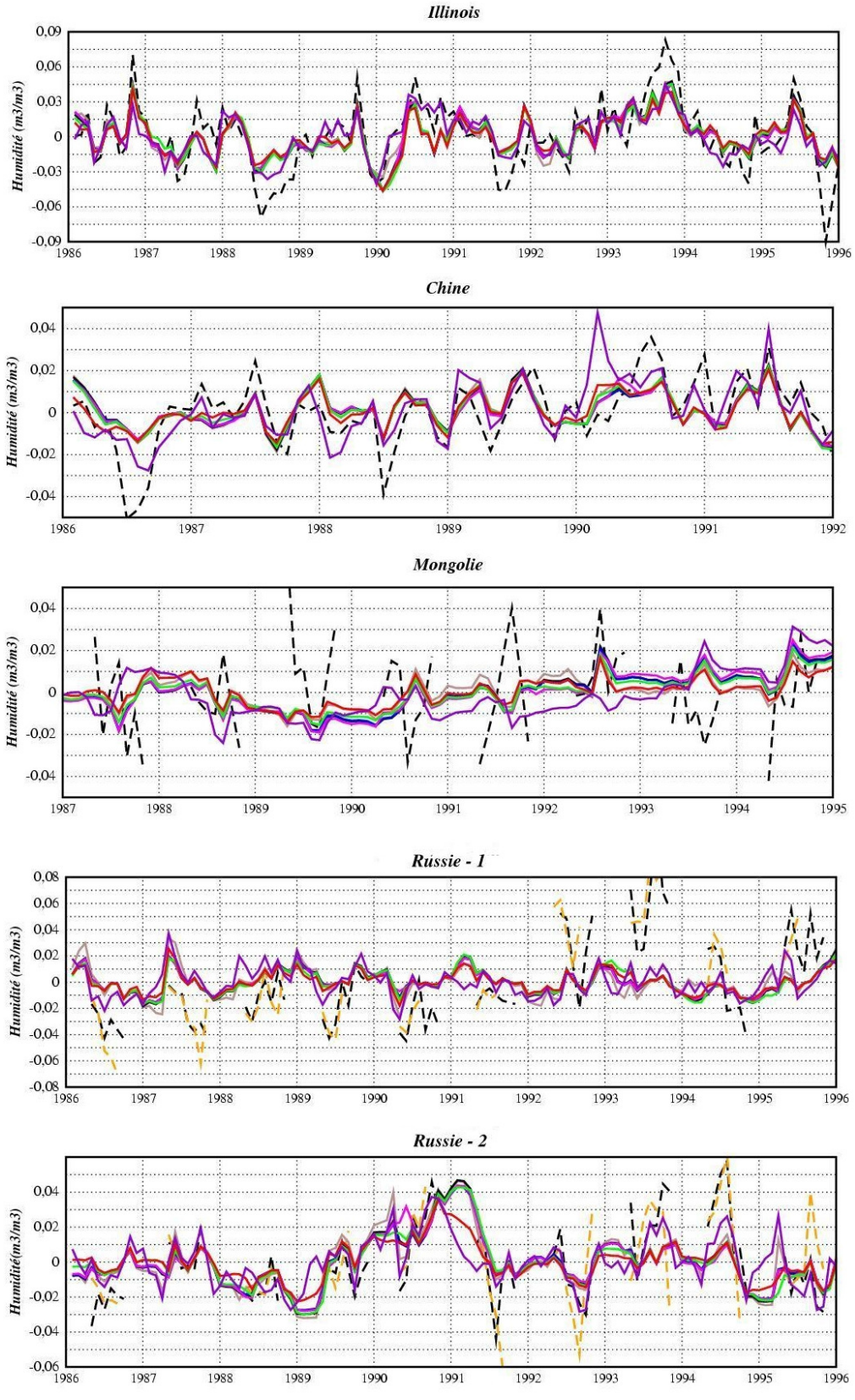



**Figure 5.12 – Comparaison entre les anomalies mensuelles d'humidités du sol simulées et observées.** Les anomalies d'humidités ERA-40 sont aussi montrées

| Simulations | *Chine* | *Mongolie* | *Russie 1* | *Russie 2* | *Illinois* |
|---|---|---|---|---|---|
| *CTL* | 0.59 | -0.23 | 0.21 / 0.01 | 0.72 / 0.59 | 0.80 |
| *dt92* | 0.60 | -0.13 | 0.24 / 0.02 | 0.66 / 0.53 | 0.77 |
| *Top* | 0.60 | -0.09 | 0.25 / 0.03 | 0.66 / 0.53 | 0.75 |
| *Top_Hort* | 0.60 | -0.13 | 0.24 / 0.02 | 0.57 / 0.45 | 0.75 |
| *Top_Tiles_Hort* | 0.62 | -0.15 | 0.29 / 0.08 | 0.63 / 0.50 | 0.77 |
| *Top_Tiles_Hort_dec* | 0.63 | -0.22 | 0.31 / 0.12 | 0.67 / 0.57 | 0.73 |
| *ERA-40* | 0.66 | -0.19 | 0.39 / 0.20 | 0.81 / 0.65 | 0.80 |

**Table 5.3 – Corrélations entre les anomalies mensuelles simulées et observées.** Pour la Russie, deux valeurs sont données respectivement pour les données de blé d'hiver et d'été.

La comparaison des niveaux absolus d'humidités du sol est délicate car elle suppose que la profondeur et les textures des sols, les propriétés de la végétation et les forçages atmosphériques des simulations et des observations sont similaires, ce qui est loin d'être le cas. Les observations se situent sur des domaines très localisés alors que les simulations sont représentatives de surface de l'ordre de 10 000km². Afin de s'affranchir de ce problème de niveaux absolus, les cycles annuels moyens montrés sur la figure 5.11 sont éliminés des séries mensuelles d'humidité. La comparaison de ces anomalies d'eau du sol simulées et observées montre des résultats satisfaisant sur la Chine, l'Illinois et une partie de la Russie (Fig. 5.12 et Table 5.3). Un manque de cohérence important entre les simulations (incluant ERA-40) et les observations apparaît clairement sur la Mongolie, par exemple en 1991 et 1992, et sur la Russie (Agriculture). Finalement, cette comparaison ne nous permet toujours pas de valider chaque nouvelle paramétrisation. Sur la Chine, chaque modification semble apporter une amélioration des scores, ce qui n'est pas le cas sur la Russie ou l'Illinois.

### 5.2.3 - Discussion

Comme nous venons de le dire, la comparaison entre les humidités de sol issues des simulations et des ré-analyses ERA-40 est délicate pour plusieurs raisons. La première est due à la représentation différente des surfaces continentales entre ISBA et le modèle de surface du centre européen. Les propriétés des sols et la carte des types de végétation sont différentes de celles fournies par ECOCLIMAP. De plus, les sols dans ces deux simulations sont discrétisés différemment, les profondeurs de sol ERA-40 étant homogènes sur tout le globe. Le modèle de surface du centre européen est un modèle multicouche qui résout les équations de diffusion de l'eau dans le sol de manière explicite. En d'autres termes, la physique de ce modèle de surface est différente d'ISBA. Lors de GSWP-1, il a été montré que les humidités de sol simulées étaient très sensibles aux modélisations physiques utilisées, c'est-à-dire que l'humidité absolue des sols était très variable de modèle en modèle (Entin et al. 1999) et ceci est une des causes premières des différences marquées entre ISBA et ERA-40.

Ensuite, les ré-analyses ERA-40 sont établies en utilisant un modèle couplé continent-atmosphère et en assimilant des observations de températures et d'humidité à deux mètres. Les simulations d'ISBA sont établies en mode forcé avec un forçage atmosphérique fourni par d'autres ré-analyses (NCEP/DOE). Il résulte un état atmosphérique différent entre les simulations ISBA et les ré-analyses ERA-40. Néanmoins, il est rassurant de constater que sur des régions où les observations atmosphériques, surtout celles des précipitations, sont denses (Amérique du Nord, Europe) et où les cartes de sol et de végétation sont généralement en accord et précises (Europe), les corrélations d'anomalies entre ISBA et ERA-40 sont acceptables. Sur ces régions, il semble que le profil exponentiel de $k_{sat}$ apporte un léger plus à ces corrélations et même si ce résultat n'est en aucun cas une validation, il reste tout de même intéressant.

La comparaison avec les observations in situ est encore plus délicate. Elle pose la question de la représentativité d'une maille d'un GCM face à une ou parfois plusieurs donnée locale où bien souvent les variables et les paramètres d'entrés des modèles de surface sont fortement différents des conditions *in situ*. Néanmoins, certaines régions (Chine, Illinois) montrent un accord assez satisfaisant. La figure 5.13 présente les distributions cumulées des corrélations mensuelles entre les anomalies d'humidité du sol simulées et observées sur les 270 stations de la Soil Moisture Data Bank. Ces distributions montrent que les humidités du sol simulées sont très différentes des humidités observées station par station. Cette comparaison globale illustre aussi la difficulté de pouvoir juger, grâce au « critère humidité du sol », de l'amélioration ou non apportée par chaque nouvelle paramétrisation dans ISBA, tant les corrélations sont faibles stations par stations. Sur la Chine ou la Russie, ces paramétrisations semblent apporter un léger plus mais ce n'est pas le cas partout. Il semblerait même que ces nouvelles représentations n'aient parfois aucun impact positif sur les humidités des sols simulés (Illinois).

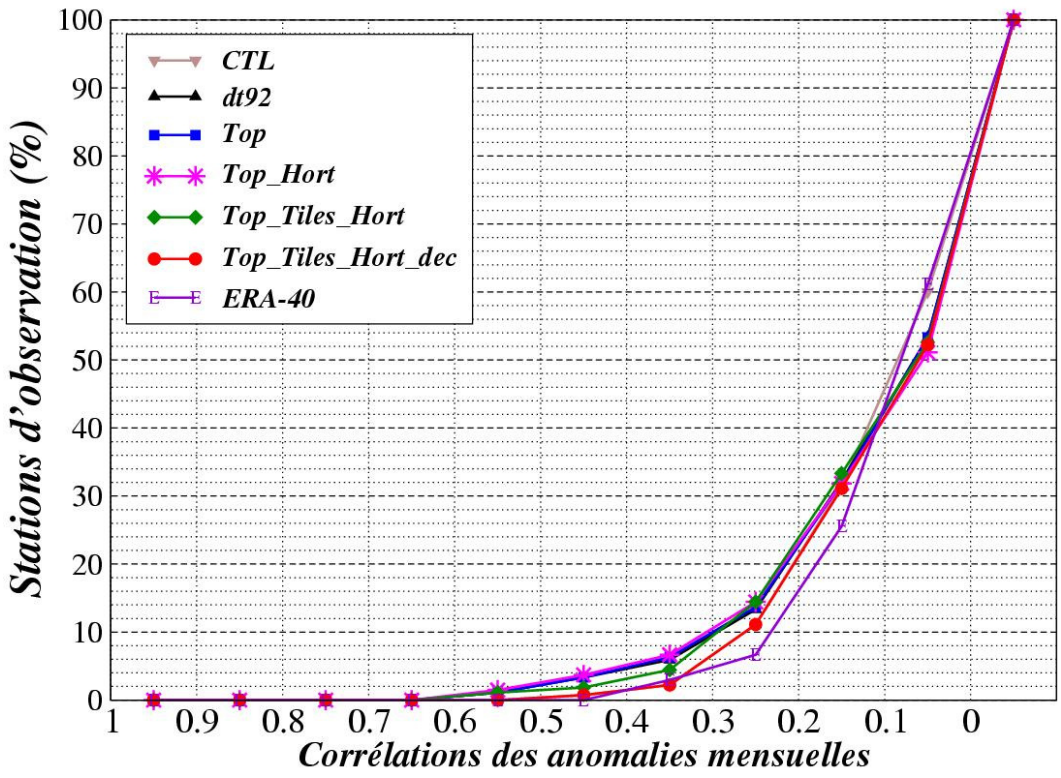



**Figure 5.13 – Distributions cumulées des corrélations mensuelles entre les anomalies simulées et observées, calculées sur 270 stations.** La répartition des stations est montrée sur la figure 5.10. Les corrélations entre ERA-40 et les stations sont aussi montrées.

# 5.3 - Comparaison entre les débits simulés et observés

Sur la période de validation (1986-1995), nous avons eu accès à plus d'une centaine de stations d'observations des débits grâce au GRDC et aux bases de données R-ArticNET pour les fleuves des hautes latitudes et HyBAm pour les stations sur le bassin amazonien. 80 stations réparties sur une trentaine de bassins ont été sélectionnées, le plus souvent en fonction de leurs aires de drainage (Table 5.4). Autrement dit, toutes les stations ayant des aires de drainage inférieures à 100 000km² (~ dix mailles de 1°x1°) ont été supprimées. De plus, les stations où la période d'observation n'excédait pas 4 années (1986-1990) ont aussi été retirées.

| Basins | NS | Stations aval | Aire (km²) | Lon | Lat | PO | Période |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Rio Amazonas** | 12 | Obidos | 4 758 000 | -55.5 | -2.5 | 46 | 86 – 95 |
| **Congo** | 1 | Brazzaville | 3 649 000 | 15.5 | -4.5 | 16 | 86 – 95 |
| **Mississippi** | 8 | Vicksburg | 3 011 000 | -91.5 | 32.5 | 949 | 86 – 95 |
| **Ob** | 5 | Salekhard | 2 902 000 | 66.5 | 66.5 | 81 | 86 – 95 |
| **Parana** | 3 | Timbues | 2 596 000 | -60.5 | -32.5 | 317 | 86 – 94 |
| **Yenisei** | 2 | Ygarka | 2 502 000 | 86.5 | 67.5 | 62 | 86 – 95 |
| **Lena** | 2 | Kusur | 2 310 000 | 127.5 | 70.5 | 36 | 86 – 95 |
| **Mackenzie** | 8 | Mackenzie | 1 736 000 | -133.5 | 67.5 | 64 | 86 – 95 |
| **Amur** | 1 | Komsomolsk | 1 772 000 | 137.5 | 50.5 | 93 | 86 – 90 |
| **Volga** | 1 | Volvograd | 1 326 000 | 44.5 | 48.5 | 71 | 86 – 90 |
| **Ganges** | 1 | Harding Bridge | 970 000 | 88.5 | 24.5 | 304 | 86 – 92 |
| **Yukon** | 2 | Station pilote | 826 000 | -162.5 | 61.5 | 56 | 86 – 95 |
| **Orinoco** | 1 | Puentes Angostura | 820 000 | -63.5 | 8.5 | 369 | 86 – 90 |
| **Niger** | 4 | Niamey | 799 000 | 2.5 | 13.5 | 185 | 86 – 91 |
| **Danube** | 5 | Ceatal Izmail | 797 000 | 28.5 | 45.5 | 1422 | 86 – 90 |
| **Columbia** | 1 | The Dalles | 634 000 | -121.5 | 45.5 | 613 | 86 – 95 |
| **Chari** | 1 | Ndjamena | 558 000 | 15.5 | 11.5 | 122 | 86 – 91 |
| **Kolyma** | 1 | Kolymskoye | 536 000 | 158.5 | 68.5 | 22 | 86 – 95 |
| **Brahmaputra** | 1 | Bahadurabad | 519 000 | 89.5 | 25.5 | 50 | 86 – 92 |
| **Soa Francisco** | 1 | Juazeiro | 488 000 | -40.5 | -9.5 | 453 | 86 – 94 |
| **Mékong** | 5 | Mukdahan | 405 000 | 104.5 | 16.5 | 139 | 86 – 93 |
| **Severnaya Dvina** | 1 | Ust Pinega | 364 000 | 41.5 | 64.5 | 73 | 86 – 95 |
| **Pechora** | 2 | Oksino | 298 000 | 52.5 | 67.5 | 71 | 86 – 95 |
| **Indigirka** | 1 | Vorontsovo | 277 000 | 147.5 | 69.5 | 16 | 86 – 94 |
| **Sénégal** | 1 | Kayes | 239 000 | -12.5 | 14.5 | 178 | 86 – 90 |
| **Yana** | 1 | Ubileynaya | 228 000 | 136.5 | 70.5 | 19 | 86 – 94 |
| **Fraser river** | 2 | Hope | 211 000 | -121.5 | 49.5 | 485 | 86 – 95 |
| **Wisla** | 1 | Tczew | 194 000 | 18.5 | 53.5 | 514 | 86 – 94 |
| **Rhin** | 1 | Rees | 146 000 | 6.5 | 51.5 | 7636 | 86 – 95 |
| **Albany river** | 1 | Near Hat Island | 140 000 | -83.5 | 51.5 | 14 | 86 – 95 |
| **Burdekin** | 1 | Clare | 126 000 | 147.5 | -20.5 | 684 | 86 – 94 |
| **Colorado** | 1 | Wharton | 105 000 | -96.5 | 29.5 | 897 | 86 – 95 |
| **Odra** | 1 | Gozdowice | 100 000 | 14.5 | 52.5 | 865 | 86 – 94 |

**Table 5.4 – Les bassins utilisés pour la comparaison entre les débits simulés et observés à l'échelle globale.** Le nombre de stations par bassin (*NS*) est fourni. Les stations les plus en aval, leurs aires de drainage, leurs localisations (longitude, *Lon*, et latitude, *Lat*), la densité de stations d'observation des précipitations (*PO* en $10^6 km^{-2}$) et la période d'observation des débits sont donnés.

Sur chaque bassin, nous avons accès aux nombres de stations d'observation des précipitations du GPCC. En les ramenant aux aires de drainage, on peut évaluer une densité moyenne de stations par km² sur la période d'observation des débits (Figure 5.14). Cette densité est beaucoup plus forte pour les fleuves européens et nord américains que dans le reste du monde. On notera aussi que cette densité est très faible pour tous les bassins des hautes latitudes. Néanmoins, un autre problème réside dans le manque d'information sur les barrages et donc sur les retenues et les lâchés saisonniers d'eau qui vont influencer la dynamique mensuelle des débits à l'inverse de la quantité annuelle. Sur le bassin du Rhin par exemple où la densité d'observation des précipitations est importante, les quantités de débits simulés apparaissent acceptables mais la dynamique mensuelle est pauvrement représentée (non montrée) ce qui laisse à penser que ce fleuve est fortement anthropisé.

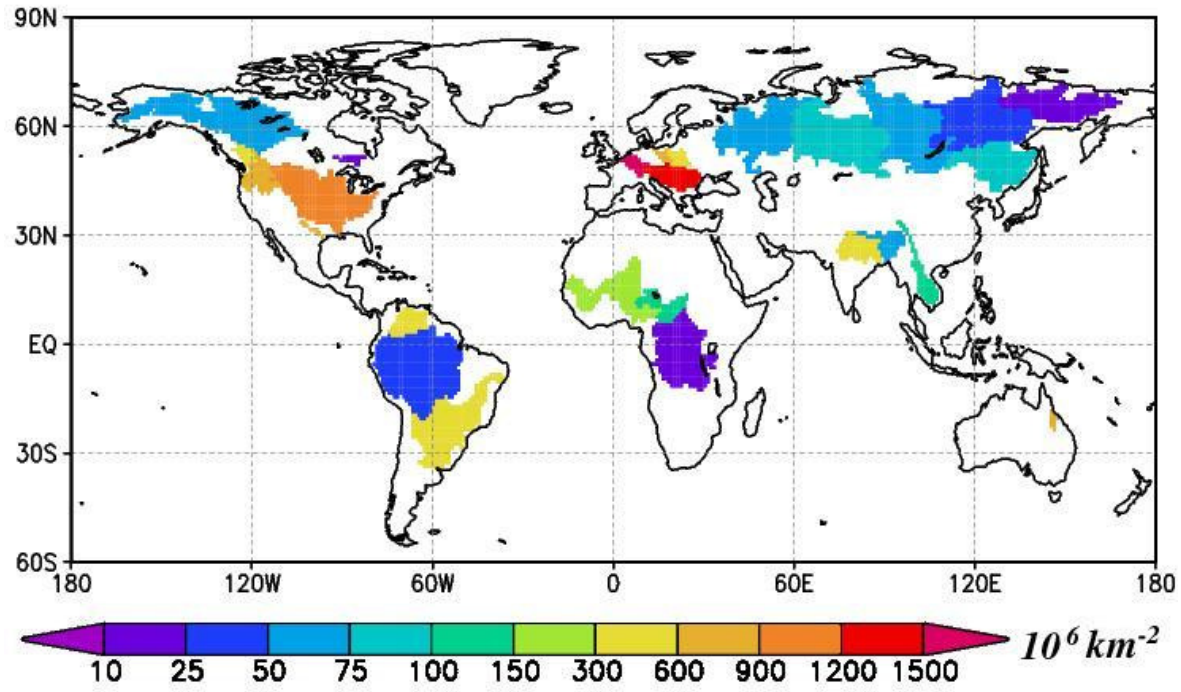



**Figure 5.14 – Densité moyenne des stations d'observation des précipitations GPCC exprimées en $10^6 km^{-2}$.** Ces densités sont ici montrées sur les aires de drainage des stations les plus en aval pour chaque bassin considéré dans la table 5.4.

## 5.3.1 - Comparaison globale

La comparaison globale entre les simulations et les débits observés montre que *CTL* simule assez mal les débits dans tout l'hémisphère Nord (Fig. 5.15). En effet, les rapports débits simulés sur débits observés restent très faibles et les efficiences mensuelles ne sont pas bonnes. Sur l'Afrique au contraire, les rapports sont trop élevés et donc les efficiences sont faibles. Enfin en Amérique du sud, les simulations sur l'Amazone et l'Orinoco semblent acceptables, alors que sur le Parana et le Sao Francisco les débits sont surestimés et les efficiences sont faibles. L'introduction du ruissellement de surface et du drainage sous maille (*dt92*) améliore la quantité des débits simulés sur l'hémisphère Nord et plus partiellement les efficiences. Les efficiences des bassins des hautes latitudes sont tout de même sensiblement améliorées. Sur l'Afrique et l'Amérique du Sud, aucun changement significatif n'est observé. Le remplacement du ruissellement VIC par l'approche TOPMODEL (*Top*) induit une amélioration des rapports sur l'Amérique du Nord et l'Europe. Les efficiences y sont aussi sensiblement meilleures. C'est aussi le cas sur l'Amazone et l'Orinoco. L'introduction de la variabilité spatiale des précipitations et du ruissellement de Horton (*Top_Hort*) n'a qu'une très faible influence sur la qualité des débits simulés. La prise en compte des hétérogénéités spatiales des caractéristiques de la surface (*Top_Tiles_Hort*) a une influence significative sur l'hémisphère Nord où les rapports et les efficiences sont généralement améliorés, ceci étant plus marqué sur l'Amérique du Nord. Finalement, l'introduction d'un profil exponentiel de $k_{sat}$ ne montre pas d'influence aussi marquée que sur le Rhône, excepté sur l'Amazone, et nous y reviendrons dans la discussion sur cette section.

Il est tout de même intéressant de remarquer que les améliorations apportées par telles ou telles paramétrisations se situent généralement sur les bassins où la densité moyenne des stations d'observation des précipitations est importante. Ce résultat semble être en bon accord avec les résultats obtenus par Oki et al. (1999) lors de GSWP-1 et nous y reviendrons au chapitre 6.

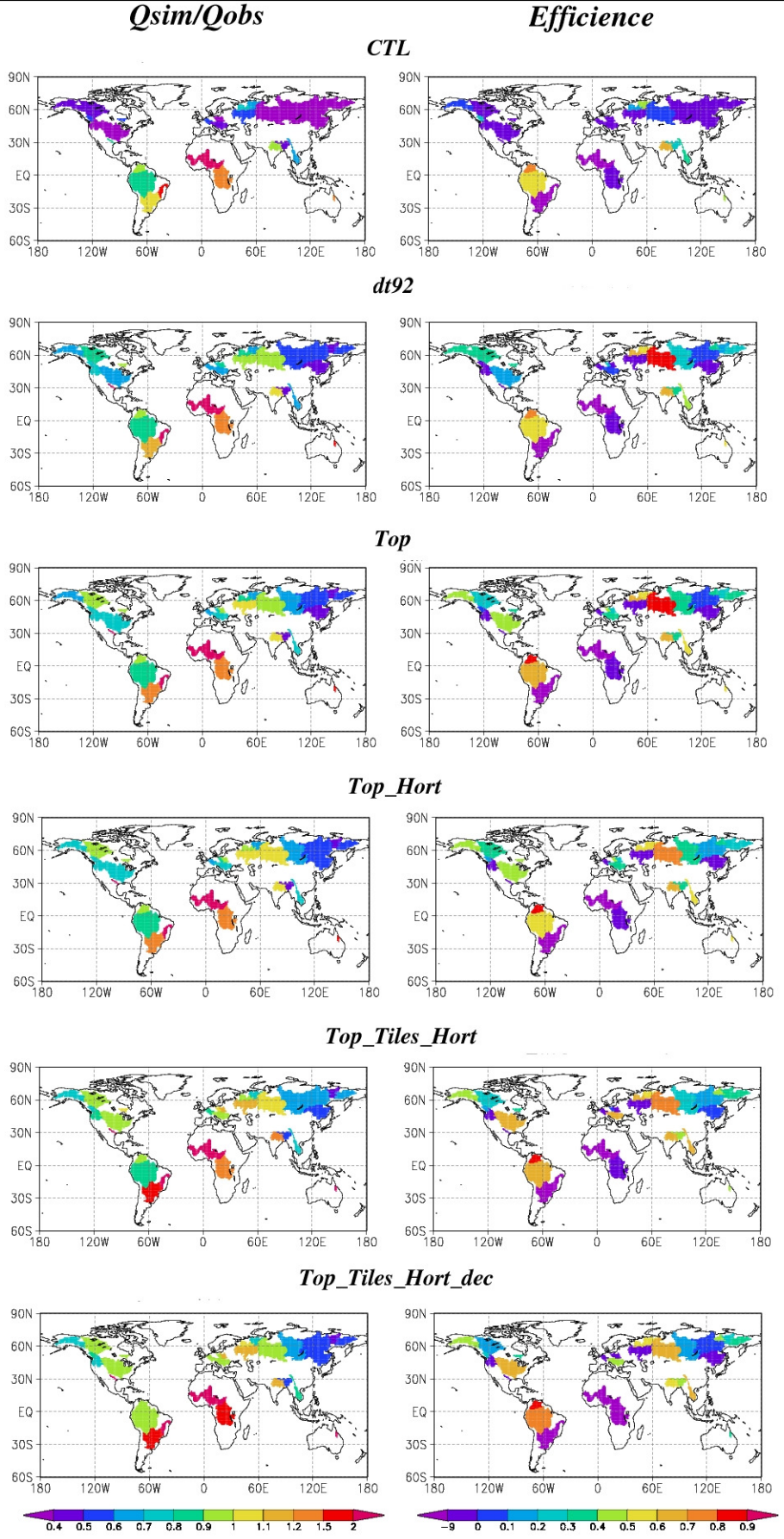



**Figure 5.15 – Rapport entre les débits simulés et observés ($Q_{sim}/Q_{osb}$), à gauche, et les efficiences mensuelles, à droite, aux stations les plus en aval des bassins considérés à l'échelle globale.** Les rapports acceptables sont montrés en vert clair et jaune. Les efficiences satisfaisantes sont représentées en marron et rouge.

## 5.3.2 - Comparaison par bassin

Sur les bassins où la densité d'observation des précipitations est importante, ici le Danube en Europe centrale et le Mississippi dans l'est des Etats Unis, la comparaison entre les cycles annuels moyens et les anomalies simulés et observés (Fig. 5.16) laisse apparaître trois tendances significatives dues aux nouvelles paramétrisations hydrologiques dans ISBA.

Premièrement, *CTL* ne parvient pas à simuler des débits de qualité. La principale cause est la sous-estimation des débits. L'introduction du ruissellement de Dunne et du drainage sous maille (*dt92*) corrige partiellement ce défaut, ce dernier effet étant le plus significatif. Deuxièmement, comme le montre l'augmentation des scores d'efficiences mensuelles, de rapports annuels et de corrélations entre les anomalies simulées et observées, *Top* apporte aussi une amélioration non négligeable de la qualité des débits simulés par rapport à la simulation *dt92*. *Top_Hort* ne permet pas d'améliorer sensiblement ces statistiques. Finalement, l'introduction des tiles (*Top_Tiles_Hort*) apporte une amélioration significativement comparable à l'introduction du ruissellement de Dunne. En effet, les cycles annuels sont plus proches des observations. Les scores de cette simulation sont aussi meilleurs, excepté les corrélations entre les anomalies simulées et observées sur le bassin du Mississippi. Ces résultats sont en assez bon accrord avec ceux obtenus sur le bassin du Rhône même si l'impact du profil exponentiel de $k_{sat}$ (*Top_Tiles_Hort_dec*) est lui moins marqué.

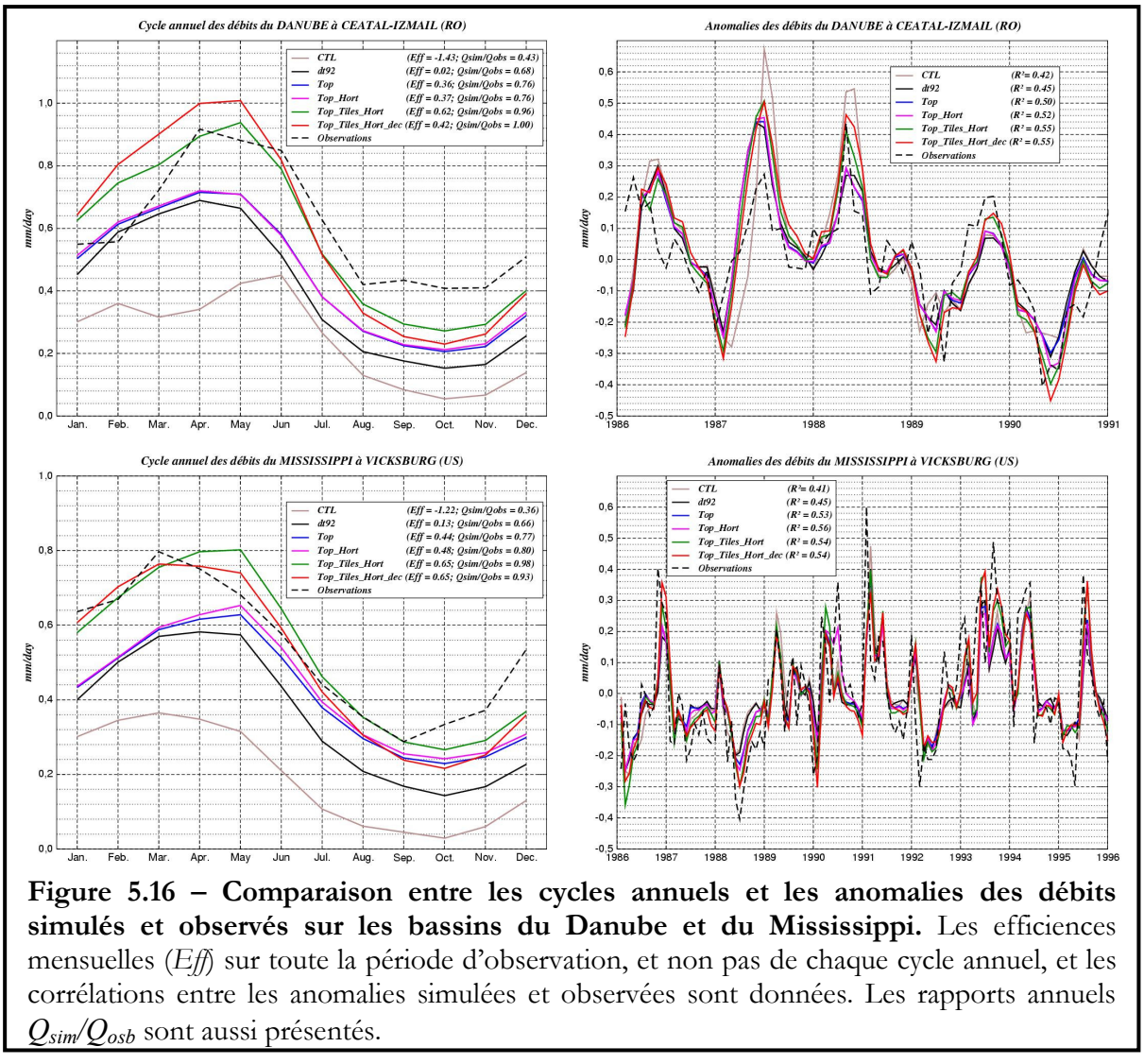



**Figure 5.16 – Comparaison entre les cycles annuels et les anomalies des débits simulés et observés sur les bassins du Danube et du Mississippi.** Les efficiences mensuelles (*Eff*) sur toute la période d'observation, et non pas de chaque cycle annuel, et les corrélations entre les anomalies simulées et observées sont données. Les rapports annuels $Q_{sim}/Q_{osb}$ sont aussi présentés.

Les cycles annuels moyens obtenus avec ces deux dernières simulations montrent un même défaut avec une tendance à surestimer les crues et à sous estimer les basses eaux, surtout sur le Mississippi. Il est possible que ces deux bassins soient fortement anthropisés. En d'autres termes, l'eau retenue par des barrages durant la saison des pluies est ensuite libérée durant l'été ce qui tendrait à diminuer les crues et à augmenter les débits d'étiage. Or ce phénomène n'est pas pris en compte par le modèle de routage des fleuves TRIP. Ce dernier, à cause de sa physique trop simpliste, peut pénaliser la qualité des débits simulés.

Sur les fleuves sud asiatiques soumis aux régimes de mousson, les impacts de chaque paramétrisation sont moins perceptibles, ici sur le Mékong en Thaïlande et le Gange au Bengladesh (Fig. 5.17). Néanmoins, l'amélioration des débits d'étiage de janvier à mai due au drainage sous maille et à l'introduction du profil de $k_{sat}$ n'est pas négligeable. La montée des eaux est mieux décrite par la prise en compte de la variabilité sous maille des caractéristiques de la surface (*Top_Tiles_Hort*), spécialement sur le Mékong. Sur ces bassins, le retard entre les maximums de la crue simulées et observées représente un défaut majeur commun à toutes les versions d'ISBA. L'explication n'est pas évidente et nous y reviendrons par la suite lorsque nous parlerons du modèle de routage TRIP. Finalement, sur le bassin du Gange, toutes les versions d'ISBA tendent à surestimer les débits simulés. Plusieurs hypothèses peuvent expliquer ce défaut. Premièrement, les paramètres d'entrée du modèle et/ou le forçage atmosphérique utilisé ne sont peut être pas optimaux même si la densité des précipitations observées est importante sur le Gange. Ensuite, dans ces régions l'irrigation peut être importante et influencer significativement les débits observés (de Rosnay et al. 2003).

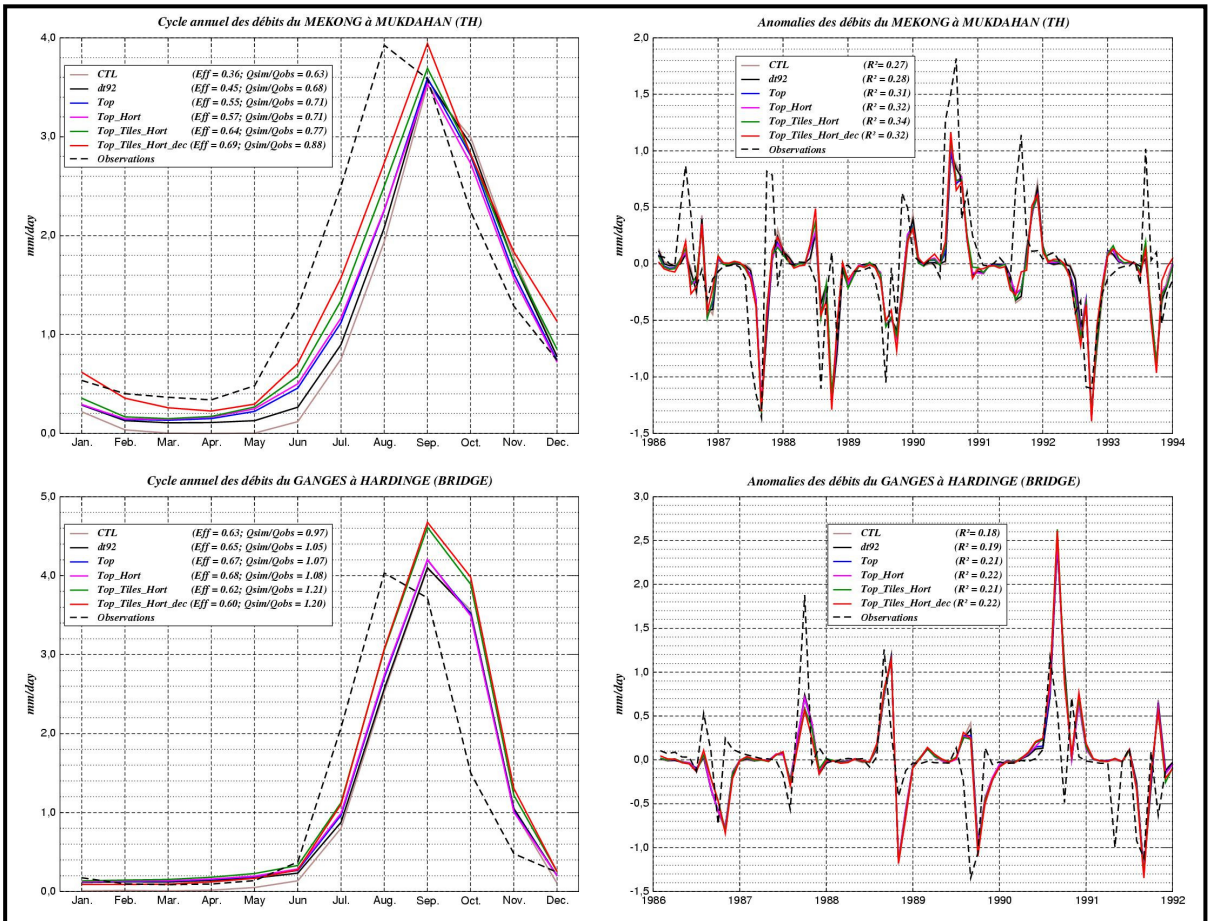



**Figure 5.17 – Comparaison entre les cycles annuels et les anomalies des débits simulés et observés sur les bassins du Mékong et du Gange.** Les notations sont les mêmes que pour la figure 5.16.

Sur le bassin amazonien, seule l'introduction du profil exponentiel de $k_{sat}$ montre un impact significatif. (Fig. 5.18). Il améliore à la fois la quantité et la qualité des débits simulés même si les anomalies ont tendance à être plus prononcées que celles des autres versions. Le fait que *Top_Tiles_Hort_dec* simule le maximum de crue un mois trop tôt n'est pas forcément une mauvaise chose. Au contraire, le fait que les autres versions ne montrent pas cet effet et que toutes sous-estiment les débits apparaît problématique. En effet, sur ce bassin les sols argileux et profond ainsi que des inondations saisonnières intenses favorisent le stockage de l'eau. De plus, ces dernières augmentent la part d'évaporation en surface ce qui tend à réduire les débits du fleuve. Comme ces phénomènes ne sont pas pris en compte par TRIP, toutes les simulations auraient du montrer un déphasage marqué entre les débits simulés et observés, mais aussi une surestimation non négligeable. Finalement, la qualité des précipitations ici n'est peut être pas suffisante vu la faible densité du réseau d'observation des précipitations (Fig. 5.14). Sur le bassin du Parana (Amérique du Sud), toutes les versions présentent un défaut majeur même si l'introduction des tiles tend à améliorer les anomalies inter-annuelles simulées. Comme sur le bassin de l'Amazone, le bassin Parana fait l'objet d'inondations saisonnières intenses que la version originale de TRIP ne prend pas en compte. C'est l'explication majeure de la mauvaise simulation des débits sur ce bassin comme nous le verrons par la suite. Néanmoins, des biais dans le forçage en précipitations, vu la faible densité d'observation des précipitations sur ce et bassin, et/ou dans les valeurs des paramètres de sol et de végétation ne sont pas à négliger. Il est sur qu'ici, avec de tels défauts, il est difficile de juger de l'amélioration apportée par telle ou telle paramétrisation. La seule remarque que l'on puisse faire, c'est qu'une fois encore les tiles influencent significativement la quantité des débits simulés sur ce bassin.

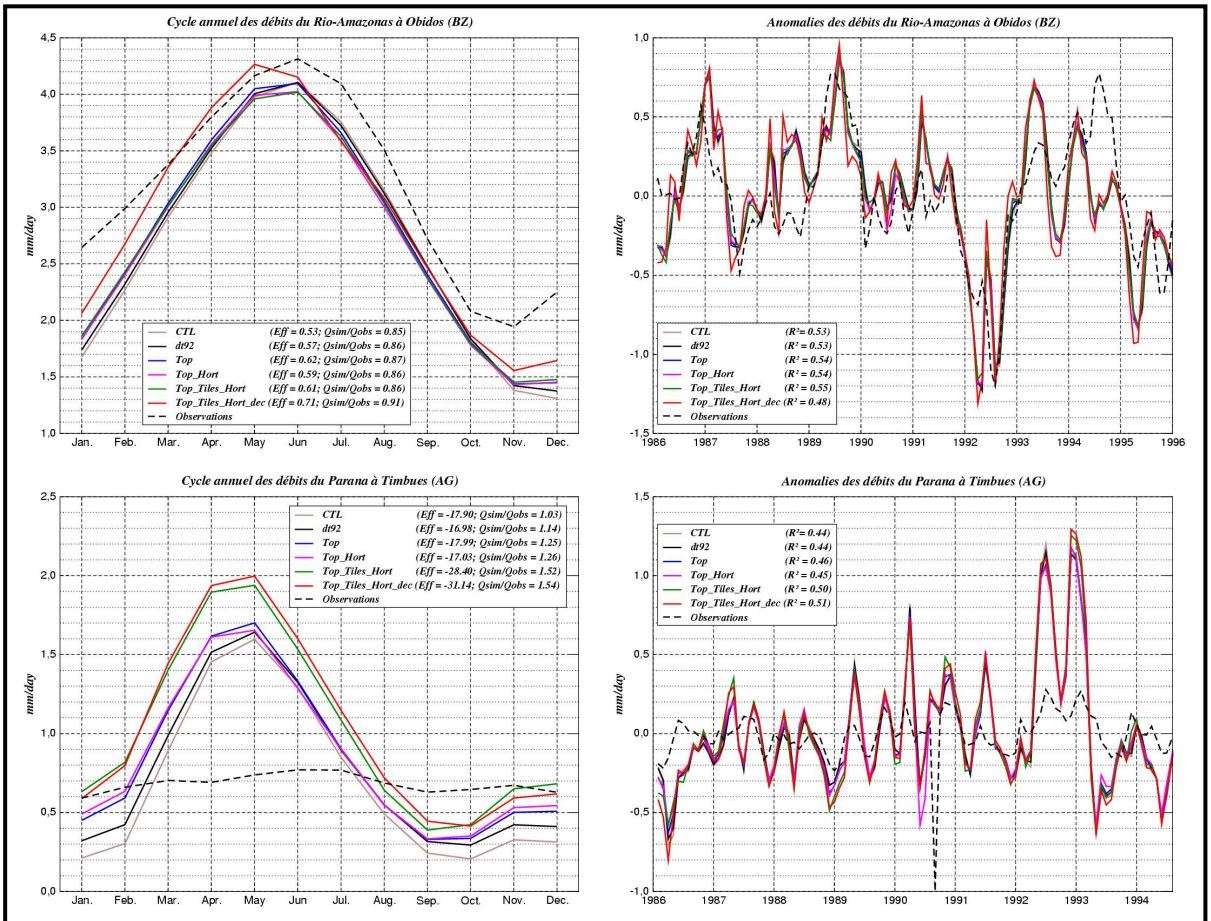



**Figure 5.18 – Comparaison entre les cycles annuels et les anomalies des débits simulés et observés sur les bassins de l'Amazone et du Parana.** Les notations sont les mêmes que pour la figure 5.16.

Le problème rencontré sur le Parana est encore plus net sur le bassin du Niger (Fig. 5.19) en Afrique de l'Ouest. En effet, le delta intérieur du Niger fait l'objet de vaste inondation durant l'automne ce qui permet le ré-évaporation et la ré-infiltration de l'eau dans les sols. Ces processus tendent à limiter les crues et il est donc normal que toutes les simulations présentent de fortes surestimations des débits sur ce bassin. Néanmoins à Koulikoro (Mali), qui se trouve en amont des vastes plaines d'inondations, toutes les versions montrent aussi une large surestimation des débits (Fig. 5.19). Il est donc possible, vu la faible densité d'observations des précipitations sur ce bassin, que les cumuls mensuels de précipitations du forçage atmosphérique soient trop importants. De plus, des nappes profondes alimentées durant la saison de Mousson dont la fréquence d'interaction avec la surface est faible (de l'année à la décennie) sont présentes sur ce bassin et influencent fortement les débits de ce fleuve. Il faut noter ici que dans tous les bassins Africains nos simulations montrent une surestimation des débits en période de crue, ce qui peut confirmer la remarque précédente ou signifier que nos modélisations ne sont pas capable de prendre en compte certains processus hydrologiques importants dans cette région du globe. A propos de l'impact de chaque paramétrisation, il faut retenir ici qu'à l'inverse des autres bassins, la paramétrisation du drainage sous maille laisse apparaître un gros défaut en période de sécheresse (Février à Juillet). Lors de cette période, les débits sont surestimés bien que les pluies soient quasi-nulles. L'introduction du profil de $k_{sat}$ tend à corriger ce problème et à diminuer généralement la quantité des débits simulés à Niamey, ce qui représente tout de même une amélioration intéressante. Les anomalies simulées et observées sont assez mal corrélées ce qui laisse entrevoir un défaut grave dans nos simulations sur la dynamique des débits de ce fleuve.

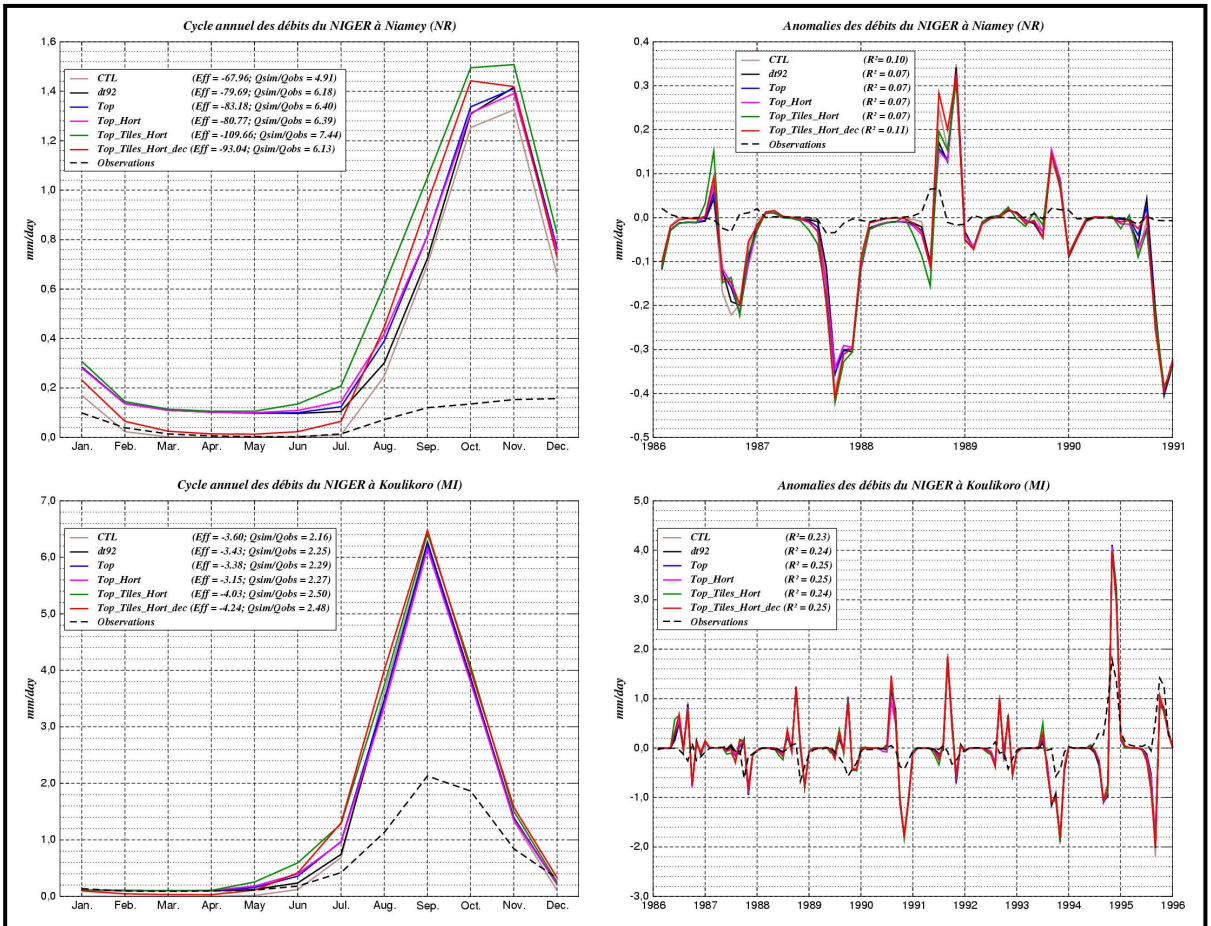



**Figure 5.19 – Comparaison entre les cycles annuels et les anomalies des débits simulés et observés sur les bassins du Niger à Niamey et Koulikoro.** Les notations sont les mêmes que pour la figure 5.16.

Sur les fleuves des hautes latitudes, représentés ici par l'Ob en Sibérie de l'Ouest et le fleuve Mackenzie dans le nord-est du Canada, deux tendances importantes sont observables (Fig. 5.20). Premièrement, *CTL* ne parvient pas à simuler correctement les débits. En effet, les apports du ruissellement de surface et, à un degré moindre, du drainage sous maille semblent ici être significatifs (*dt92*, *Top* ou *Top_Hort*). Néanmoins, un défaut grave subsiste car toutes les versions montrent un déphasage conséquent des débits simulés par rapport aux observations. Cette tendance se retrouve de façon nette sur la comparaison entre les anomalies des débits simulés et observés sur le bassin du Mackenzie. L'introduction des tiles (*Top_Tiles_Hort_dec*) tend ici aussi à augmenter les crues printanières et le profil exponentiel de $k_{sat}$ à limiter les débits d'étiage durant l'hiver.

Aux hautes latitudes, la densité d'observation des précipitations est très faible et il est possible que le forçage atmosphérique ne soit pas d'assez bonne qualité pour pouvoir représenter correctement les débits. Au-delà de ceci, la simulation des débits à ces latitudes est souvent délicate car elle repose principalement sur la physique des processus froids telle la dynamique du manteau neigeux. Si la fonte est trop tardive, il y a de fortes chances pour que les débits simulés soient déphasés par rapport aux observations. De plus, le ruissellement sur sol gelé est aussi ici crucial et il n'est pas dit que notre paramétrisation soit optimale. D'autres processus dont nous reparlerons plus tard peuvent aussi rentrer en ligne de compte comme le gel des fleuves, leur vitesse d'écoulement et/ou les plaines d'inondation qui ne sont pas négligeables sur le bassin de l'Ob par exemple.

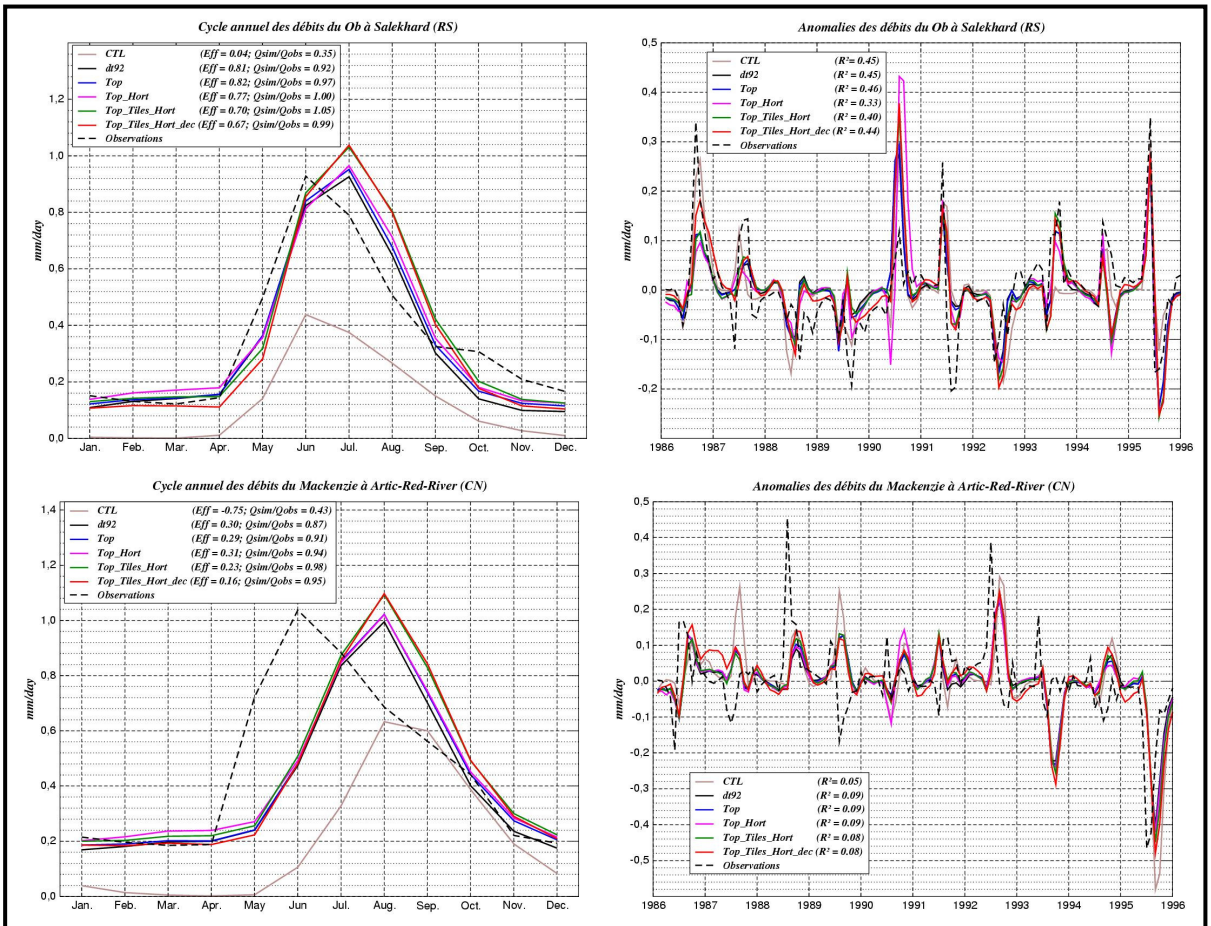



**Figure 5.20 – Comparaison entre les cycles annuels et les anomalies des débits simulés et observés sur les bassins de l'Ob et du Mackenzie.** Les notations sont les mêmes que pour la figure 5.16.

## 5.3.3 - Discussion

Nous venons de voir qu'il est assez difficile à l'échelle globale de valider finement les différentes paramétrisations développées sur le bassin du Rhône. Néanmoins, quelques tendances plus marquées que les autres ressortent de cette comparaison entre les débits simulés et observés. En effet, la prise en compte du ruissellement de Dunne apparaît indispensable pour rendre compte des débits observés sur la plupart des bassins du monde (Fig. 5.21). La représentation du ruissellement de Horton semble moins importante. Néanmoins, comme il sera montré ultérieurement, son influence est primordiale sur les bassins des hautes latitudes. Le drainage sous maille apparaît nécessaire pour soutenir les débits d'étiage sur la majorité des fleuves. Une autre tendance intéressante réside dans l'amélioration des débits simulés lorsque l'on passe d'une représentation type VIC (*dt92*) à une approche TOPMODEL (*Top*) pour le calcul du ruissellement de Dunne (Fig. 5.21). Comme nous l'avons déjà dit, l'avantage de TOPMODEL réside notamment dans le fait qu'il ne demande aucune calibration à l'inverse de l'approche VIC.

La prise en compte des tiles montre un impact significativement positif sur la qualité des débits simulés. C'est d'ailleurs le deuxième processus le plus important après l'introduction du ruissellement de surface (Fig. 5.21). Finalement, la représentation des hétérogénéités verticales de conductivité hydraulique dans les sols n'apporte pas les mêmes améliorations flagrantes des efficiences que sur le bassin du Rhône. Cependant, il améliore sensiblement la quantité annuelle des débits simulés (Fig. 5.21a) en « espérant » que les cumuls annuels de précipitations sont réalistes. Il est possible que les choix des valeurs des paramètres qui contrôlent le profil exponentiel de $k_{sat}$ ne soient pas optimaux sur chaque bassin ou que son effet ne peut s'observer que lorsque les propriétés des sols et les conditions atmosphériques sont plus réalistes. Néanmoins, l'influence positive de ce processus sur le bassin du Rhône s'observe plus aux stations ayant des aires de drainage petites ou moyennes qu'à l'embouchure (Viviers). Or, à l'échelle globale les débits de la plupart des fleuves sont observés aux stations les plus en aval. Sur les bassins de l'Amazone, du Mississippi et du Mékong, où nous avons eu accès à plusieurs stations d'aires de drainage différentes, nous avons pu retrouver cette influence positive. Cette dernière remarque se retrouve dans l'augmentation significative du nombre de stations montrant de bonnes efficiences (>0.7).

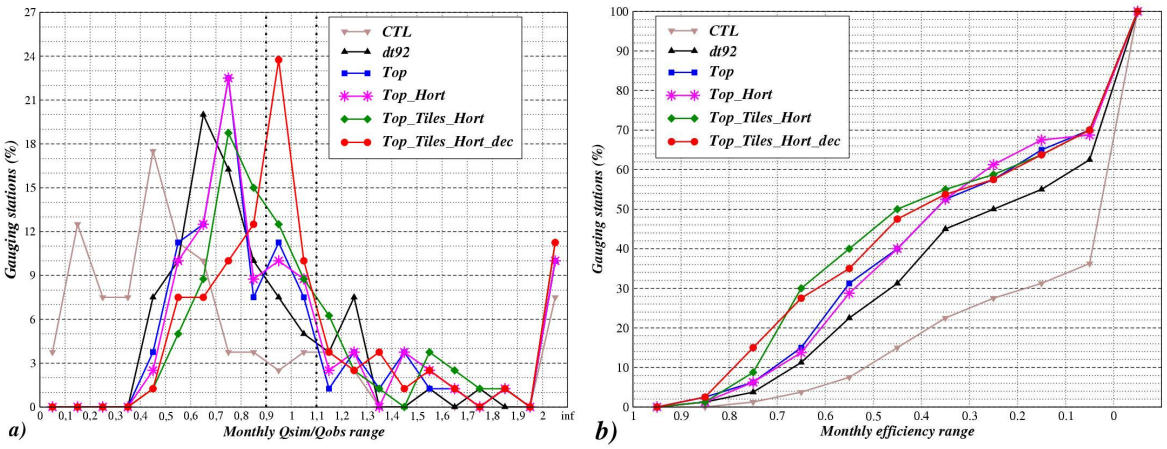



**Figure 5.21 – Comparaison globale des rapports $Q_{sim}/Q_{obs}$ et des efficiences entre les débits simulés par chaque version d'ISBA.** La distribution des rapports **(a)** et la distribution cumulée des efficiences **(b)** sont calculés à l'aide des 80 stations réparties sur tous les continents et données dans le tableau 5.4.

Les précipitations sont la variable atmosphérique fondamentale pour des simulations hydrologiques. Si les précipitations sont bonnes, les simulations auront évidemment beaucoup plus de chance d'être acceptables et inversement. La figure 5.22 montre que les biais des simulations hydrologiques de chaque version d'ISBA diminuent avec l'augmentation de la densité d'observation des précipitations. La version *CTL* se détache clairement du lot des autres simulations et montre qu'un modèle trop simple ne parvient pas à rendre compte des débits observés même lorsque la densité d'observation des précipitations est importante. En effet, plus cette densité est importante, plus *CTL* montre une tendance à la sous estimation des débits et un RMS plus élevé que les autres versions. Cette comparaison confirme la tendance de *Top* à simuler plus de ruissellement total que *dt92* et montre aussi une réduction non négligeable du RMS. La même remarque est applicable à l'introduction des Tiles. Finalement, le profil exponentiel de $k_{sat}$ réduit la part du ruissellement total simulé ce qui est tout de même un résultat intéressant. En résumé, au-delà des incertitudes sur la modélisation hydrologique inhérentes à chaque bassin, l'introduction d'une approche TOPMODEL pour la représentation du ruissellement de Dunne et la prise en compte des hétérogénéités spatiales des caractéristiques de la surface apparaissent comme les deux paramétrisations les plus importantes à l'échelle globale. L'impact de l'introduction du ruissellement de Horton et du profil exponentiel de $k_{sat}$ reste secondaire mais tout de même non négligeable.

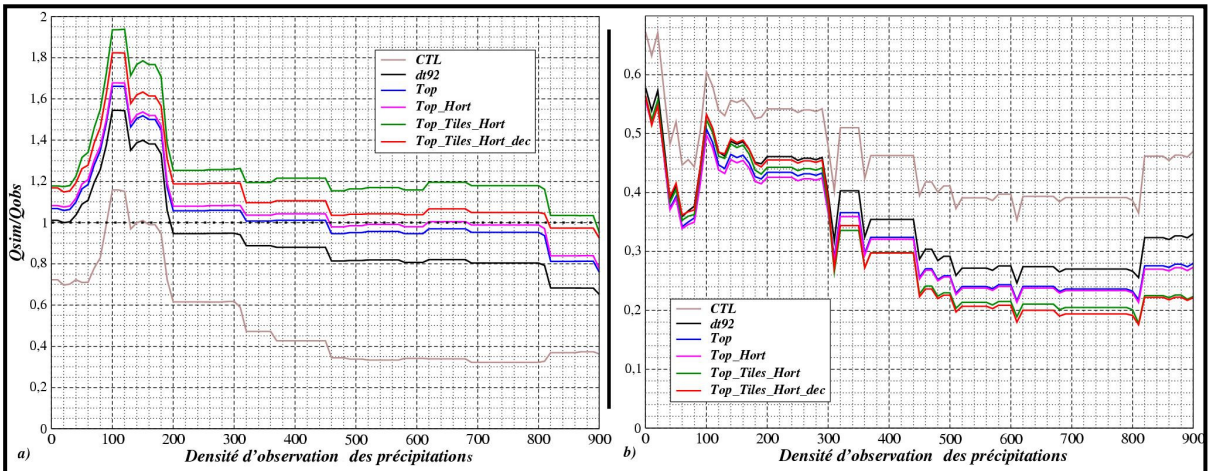



**Figure 5.22 – Statistiques des débits globaux en fonction de la densité d'observation des précipitations ($10^6$km$^{-2}$).** Les rapports **(a)** et les *RMS* **(b)** sont calculés à l'aide des 80 stations réparties sur le globe données dans le tableau 5.4. Une moyenne « cumulée » est effectuée en tenant compte du poid de chaque aire de drainage où la densité d'observation des précipitations est supérieure ou égale à chaque seuil de densité.

# Synthèse du chapitre 5

**Préambule :**

Le jeu de paramétrisations simples proposé et validé sur le bassin du Rhône est appliqué à l'échelle globale. Une autre simulation, proche de la version d'ISBA dans le modèle ARPEGE-CLIMAT, qui ne prend en compte les processus de ruissellement que de façon sommaire, est aussi présentée. Ce jeu de simulations est confronté tout d'abord à des données TOPEX qui permettent de comparer les bilans d'eau globaux simulés aux variations globales de hauteur des océans. Ensuite, les humidités du sol simulées sont confrontées aux ré-analyses ERA-40 prenant en compte l'assimilation de données observées SYNOP. Puis, les humidités du sol simulées sont comparées aux observations in situ fournies par la Soil Moisture Data Bank. Finalement, les débits simulés sont validés sur une trentaine de bassins à travers le monde, ce qui représente 80 stations d'observation des débits.

**Questions/réponses :**

***1. Quellle est l'influence de chaque paramétrisation sur le bilan d'eau global ?***

L'introduction du drainage sous maille et du ruissellement de Dunne influence significativement la quantité de ruissellement total simulé. Le sol est alors généralement plus sec, ce qui limite l'évapotranspiration sur la quasi-totalité du globe. Pour ce dernier processus, une différence plus évidente que sur le bassin du Rhône apparaît à l'échelle globale. En effet, l'approche TOPMODEL augmente largement la part de l'eau ruisselée en surface par rapport au formalisme VIC, les sols sont plus secs et l'évapotranspiration diminue. Le ruissellement d'Horton n'a qu'une influence secondaire sur le bilan d'eau global alors que la prise en compte de la variabilité sous maille des caractéristiques de la surface a un impact important sur ce dernier. En effet, elle augmente aussi la part du ruissellement total car les sols plus humides favorisent le drainage. La transpiration des plantes est réduite ce qui diminue l'évapotranspiration. Finalement, l'introduction d'un profil exponentiel de $k_{sat}$ contribue à augmenter le drainage et donc le ruissellement total dans les régions à forte densité de végétation. Au contraire, dans les régions désertiques, il tend à augmenter l'évapotranspiration et le stockage de l'eau en profondeur et à limiter le ruissellement total.

Le satellite TOPEX/POSEIDON permet d'observer les variations globales du niveau des océans. Une fois corrigées de l'effet stérique (dilatation de la mer due à la variation de température) et des variations de l'eau atmosphérique, ces données permettent d'estimer la contribution de l'eau continentale aux variations du niveau de la mer. La comparaison de ces observations avec les simulations montre que toutes les versions ont des défauts apparemment similaires. Néanmoins, la non prise en compte des processus hydrologiques sous maille semble induire une variation trop forte de l'hydrologie continentale et surtout de l'humidité des sols. Cette remarque apporte tout de même une conclusion intéressante, même si cette comparaison ne nous permet pas de valider finement chaque paramétrisation. De plus, les minimums simulés par chaque version d'ISBA montrent un retard d'un mois par rapport aux observations. Ce déphasage semble être dû à un retard de fonte du manteau neigeux de l'hémisphère Nord qui est l'effet dominant de la contribution de l'hydrologie continentale aux variations du niveau de la mer. Cette hypothèse est d'ailleurs renforcée par la simulation des débits des fleuves des hautes latitudes qui montrent généralement aussi un déphasage d'un mois avec les observations.

### *2. Les humidités simulées sont-elles cohérentes avec les observations ?*

Premièrement, la comparaison globale des anomalies d'eau du sol simulées et issues des ré-analyses ERA-40 montre pour toutes les versions d'ISBA des résultats acceptables sur l'Amérique du Nord, l'Europe, l'Asie de l'Est, l'Australie et l'Afrique du Sud. Même si cette comparaison ne permet pas de discriminer les différentes paramétrisations, il semble tout de même que la version qui prend en compte toutes les modifications améliore les corrélations sur l'hémisphère nord. Deuxièmement, la comparaison avec les observations *in situ* montre dans la plupart des cas des cycles annuels moyens simulés acceptables même si les valeurs absolues ne sont pas comparables. La comparaison des anomalies d'eau du sol simulées et observées est plus mitigée et ne permet pas de conclure sur l'importance ou non de telle ou telle paramétrisation.

### *3. Quels processus semblent majeurs pour une bonne simulation des débits ?*

La comparaison entre les débits simulés et observés sur la plupart des grands bassins du monde montre que la prise en compte du ruissellement de Dunne est un des processus hydrologiques les plus importants alors que la représentation du ruissellement d'Horton semble plus négligeable, au moins pour la simulation des débits à l'échelle mensuelle. Le drainage sous maille est lui très utile pour soutenir les débits d'étiage sur la majorité des fleuves. A l'inverse du bassin du Rhône, l'approche TOPMODEL pour la représentation du ruissellement de Dunne montre un avantage significatif sur l'approche VIC à l'échelle globale en plus du fait que ce formalisme ne demande aucune calibration. Le deuxième processus, le plus important après l'introduction du ruissellement de surface, est sans aucun doute la prise en compte de la variabilité sous maille des caractéristiques de la surface. Finalement, la représentation des hétérogénéités verticales de conductivité hydraulique dans les sols n'engendre pas les mêmes améliorations flagrantes en terme d'efficiences que sur le bassin du Rhône, mis à part les bassins de l'Amazone et du Mississippi et du Mékong. Néanmoins, les quantités annuelles des débits sont largement plus réalistes.

### *4. Quelles sont les incertitudes qui pèsent sur les simulations à l'échelle globale ?*

Les études antérieures montrent que la sensibilité des simulations hydrologiques liée à la qualité des variables et paramètres d'entrée des modèles de surface est assez importante. Comme lors de GSWP-1, il semble ici aussi que la qualité des données du forçage influence directement la qualité des ruissellements simulés (Oki et al. 1999). En effet, généralement, les biais des simulations hydrologiques de chaque version d'ISBA diminuent avec l'augmentation de la densité d'observation des précipitations. Fekete et al. (2003) ont montré que les incertitudes sur les précipitations se reportent généralement de façon plus importante sur les ruissellements simulés. Chapelon et al. (2002) ont eux montré que des biais dans les précipitations et les profondeurs de sol ISLSCP-I sur le bassin amazonien menaient à une sous-estimation des débits annuels simulés, suggérant que ces incertitudes peuvent représenter un obstacle important pour la validation et l'amélioration des LSMs. Deuxièmement, les simulations des débits des fleuves des hautes latitudes semblent montrer que la modélisation du manteau neigeux est un facteur important pour la bonne restitution des débits, ce qui pose la question des incertitudes liées à la paramétrisation des processus froids. Finalement, au-delà des processus hydrologiques liés uniquement aux sols ou à la neige, la non prise en compte de certains phénomènes apparaît problématique. Les plaines d'inondation saisonnière jouent un rôle majeur sur la plupart des fleuves d'Afrique centrale et d'Amérique du Sud. Sa prise en compte dans TRIP apparaît indispensable pour qu'une simulation hydrologique soit acceptable à l'échelle globale. Sur certains bassins, les simulations présentent des déphasages significatifs avec les observations et il semble important de quantifier l'impact qu'aurait la représentation d'un réservoir profond et/ou d'une vitesse d'écoulement variable sur la simulation des débits. Ces impacts seront-ils plus faibles, semblables ou majeurs par rapport aux améliorations hydrologiques apportées à un LSM ?

# Chapitre 6 - Les incertitudes qui pèsent sur les simulations hydrologiques globales

Nous venons de voir que la validation des simulations hydrologiques à l'échelle globale est délicate puisqu'elle dépend fortement de la qualité des données d'entrées telles les précipitations. Les propriétés des sols et de la végétation peuvent aussi être responsables de certains défauts de nos modélisations. Dans la première moitié de ce chapitre, nous allons essayer de quantifier la part de l'incertitude liée à ces variables et paramètres d'entrée des LSMs et s'arrêter dans le premier sous-chapitre sur la difficulté de valider un modèle de surface de l'échelle régionale à l'échelle globale. Par ailleur, la validation par les débits pose des problèmes en raison du caractère anthropisé de certains fleuves et de l'influence évidente du modèle de routage. Enfin, au-delà des processus hydrologiques sous maille, certains processus physiques demeurent relativement mal modélisés et peuvent pénaliser nos simulations au point de masquer l'interet de certaines paramètrisations sous maille. Néanmoins, un autre facteur non négligeable qui influence les simulations hydrologiques tient sûrement à la physique des modèles utilisés. Il existe une variété importante de LSM à l'échelle globale et la différence de « concept » entre chaque LSM doit aussi engendrer une part d'incertitude. Dans ISBA par exemple, la fonte de la neige semble posé problème aux hautes latitudes. TRIP apporte inévitablement aussi son lot d'incertitudes par sa physique trop simpliste et la non prise en compte de certain processus comme les inondations saisonière ou l'irrigation intensive. Ce chapitre va nous permettre de quantifier cette part d'incertitude due à la physique du schéma de neige, au modèle de surface ou au modèle d'écoulement des fleuves.

## 6.1 - Les incertitudes liées aux variables et aux paramètres d'entrées des LSMs

Comme nous l'avons déjà dit, GSWP-2 est une initiative internationale qui vise à constituer un produit multi-modèle d'humidité du sol en forçant des LSMs avec ce qui devrait être l'état de l'art des forçages atmosphériques et des paramètres de surface. C'est aussi l'occasion unique pour les modélisateurs de développer et de valider les paramétrisations des LSMs en utilisant des simulations forcées qui ne sont pas affectées par les biais systématiques inhérents aux modèles atmosphériques. Néanmoins, comme nous allons le voir, la fiabilité de la base de données GSWP-2, comme la plupart des bases de données à l'échelle globale, reste incertaine. L'objectif premier de ce sous-chapitre est d'essayer de quantifier l'impact que peut avoir la qualité du forçage atmosphérique (voir aussi l'annexe A) et des paramètres de surface sur les simulations hydrologiques. Le second est de montrer que cette qualité est nécessaire pour pouvoir valider finement les paramétrisations des LSMs. La comparaison sur le bassin du Rhône entre les simulations GSWP-2 et les simulations Rhône-AGG à 1° apparaît comme « l'outil » idéal puisque, entre autre, les données Rhône-AGG sont issues d'observations à haute résolution.

### 6.1.1 - GSWP versus Rhône-AGG

Le bassin du Rhône est une région bien documentée et la qualité des données GSWP-2 devrait être optimale au regard d'autre régions du globe où les réseaux d'observations sont beaucoup moins denses. Or, la comparaison entre les forçages atmosphériques SAFRAN et GSWP-2 montre que ce dernier est entaché de larges biais systématiques. En effet, les précipitations de base B0 ($P^{3h}_{GSWP}$), le rayonnement atmosphérique, l'humidité de l'air et la vitesse du vent sont largement surestimés par GSWP-2, et les corrélations tri-horaires et journalières avec les données Rhône-AGG sont relativement faibles. Les précipitations montrent les biais les plus forts avec une surestimation générale des chutes de neige et de pluie. Ces erreurs sont principalement dues aux corrections de vent qui ont été appliquées sur les précipitations GSWP-2 (section 3.2.1). Le produit alternatif (P3) des précipitations proposé par GSWP-2 ($P^{3h}_{hybride}$, eq. 3.1), c'est-à-dire celui que nous avons utilisé dans le chapitre 5 et qui ne prend pas en compte ces corrections empiriques, est en bien meilleur accord avec les données Rhône-AGG (voir l'annexe A). C'est une des raisons qui nous a poussé à utiliser ce produit. Néanmoins, la distribution quotidienne de ces précipitations alternatives montre également quelques biais systématiques suggérant que la ré-analyse NCEP/DOE n'est pas très fiable pour prescrire la fréquence quotidienne des précipitations, tout au moins sur le bassin du Rhône (voir l'annexe A).

En ce qui concerne les paramètres de surface, l'accord entre la base de données ISLSCP, dont sont issus les paramètres GSWP-2, et Rhône-AGG est généralement meilleur. Cependant, la fraction de végétation est sensiblement surestimée par GSWP-2, la profondeur racinaire est clairement sous-estimée et la profondeur totale du sol est aussi sous-estimée et plus hétérogène que celle de Rhône-AGG (Table 6.1 et Fig. 6.1 et 6.2)

| Variables | Symboles | Unités | R_AGG | GSWP | *Rapport* (%) |
|---|---|---|---|---|---|
| Fraction de végétation - mensuel | $veg$ | - | 0.58 | 0.76 | + 31.0 |
| Indice foliare - mensuel | $LAI$ | $m^2.m^{-2}$ | 1.93 | 2.07 | + 7.2 |
| Albédo - mensuel | $Alb$ | - | 0.16 | 0.18 | + 12.5 |
| Hauteur de rugosité - mensuel | $z_0$ | m | 0.189 | 0.193 | + 2.1 |
| Résistance stomatique minimum | $R_{s\,min}$ | $s.m^{-1}$ | 66.2 | 54.6 | - 17.5 |
| Profondeur racinaire | $d_2$ | m | 1.53 | 0.80 | - 47.7 |
| Profondeur totale | $d_3$ | m | 2.21 | 1.86 | - 15.8 |
| Fraction d'argile | $Clay$ | - | 0.22 | 0.27 | + 22.7 |
| Fraction de sable | $Sand$ | - | 0.33 | 0.40 | + 21.2 |
| Porosité | $w_{sat}$ | $m^3.m^{-3}$ | 0.46 | 0.45 | - 2.2 |
| Capacité au champ | $w_{fc}$ | $m^3.m^{-3}$ | 0.26 | 0.28 | + 7.7 |
| Point de flétrissement | $w_{wilt}$ | $m^3.m^{-3}$ | 0.17 | 0.19 | + 11.7 |
| Conductivité hydraulique à saturation | $k_{sat}$ | $\times 10^{-6}$ $m.s^{-1}$ | 5.70 | 3.81 | - 33.1 |
| Potentiel hydrique à saturation | $\psi_{sat}$ | m | -0.36 | -0.31 | - 13.9 |
| Pente de la courbe de rétention d'eau | $b$ | - | 6.54 | 7.29 | + 11.4 |

**Table 6.1 – Comparaison entre les valeurs moyennes des paramètres de surface GSWP-2 et Rhône-AGG sur tout le bassin du Rhône.**. Les moyennes spatio-temporelle sont également données pour les paramètres portant la notation « - mensuel ». Hydrological parameters from Noilhan and Lacarrére [1995] are also showed. Les rapports (en %) sont defines comme suit: $Rapport = \left(Moyenne_{GSWP} / Moyenne_{R_AGG} - 1\right) \times 100$ (%).

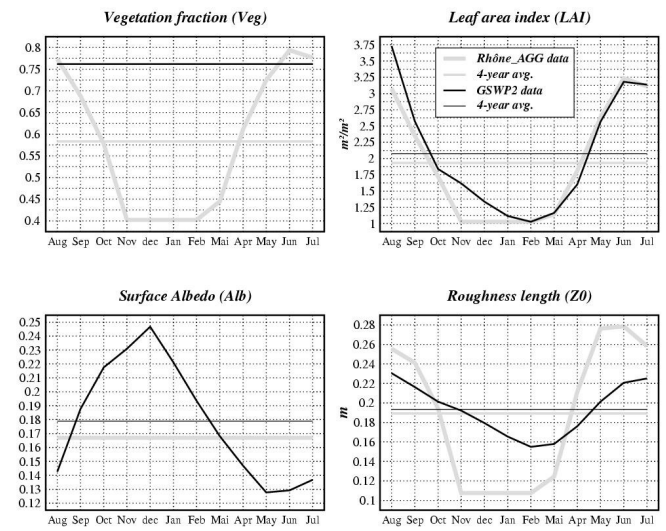



**Figure 6.1 – Comparaison entre les parameters de végétation GSWP-2 (black line) and Rhône-AGG (gray line).** Le cycle annuel moyen est représenté pour la fraction de vegetation (Veg), l'indice foliaire (*LAI*), l'albédo (*Alb*), et la hauteur de rugosité ($Z_0$). La moyenne annuelle spatio-temporelle pour chaque donnée est aussi représentée par une droite.

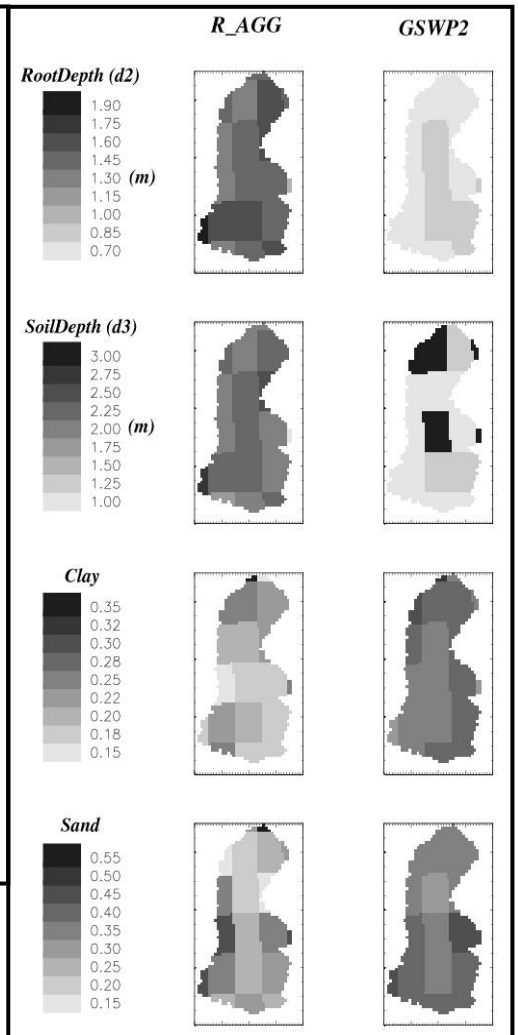



**Figure 6.2 – Comparaison entre les distributions spatiales sur le basin du Rhône des paramètres de sol GSWP-2 et Rhône-AGG.** Les profondeurs et les textures du sol sont montrées.

Des simulations hydrologiques croisées entre les différents produits GSWP-2 et Rhône-AGG (Table 6.2), utilisant le même protocole expérimental qu'au chapitre 4 (couplage avec MODCOU pour la simulation des débits), ont été réalisées.

Les bilans d'eau simulés montrent clairement que les forçage atmosphèrique GSWP-2 (B0) ont un impact très marqué sur le ruissellement total et l'évapotranspiration simulés (Fig. 6.3). Les précipitations de base *B0* vont largement influencer le ruissellement total simulé en comparaison avec les simulations conduite avec les précipitations alternatives *P3* ou Rhône-AGG. Les paramètres de surface vont eux largement influencer la climatologie de l'humidité de sol simulé.

| Simulations | Jeux de données utilisés | |
|---|---|---|
| | Forçage atmosphèrique | Paramètres de surface |
| *Exp1* | GSWP-2 *produit de base* (B0) | GSWP-2 |
| *Exp2* | GSWP-2 *produit de base* (B0) | Rhône-AGG |
| *Exp3* | GSWP-2 *produit alternatif* (P3) | Rhône-AGG |
| *Exp4* | Rhône-AGG | GSWP-2 |
| *Control* | Rhône-AGG | Rhône-AGG |

**Table 6.2 – Résumer des expériences croisées GSWP/Rhône-AGG.**

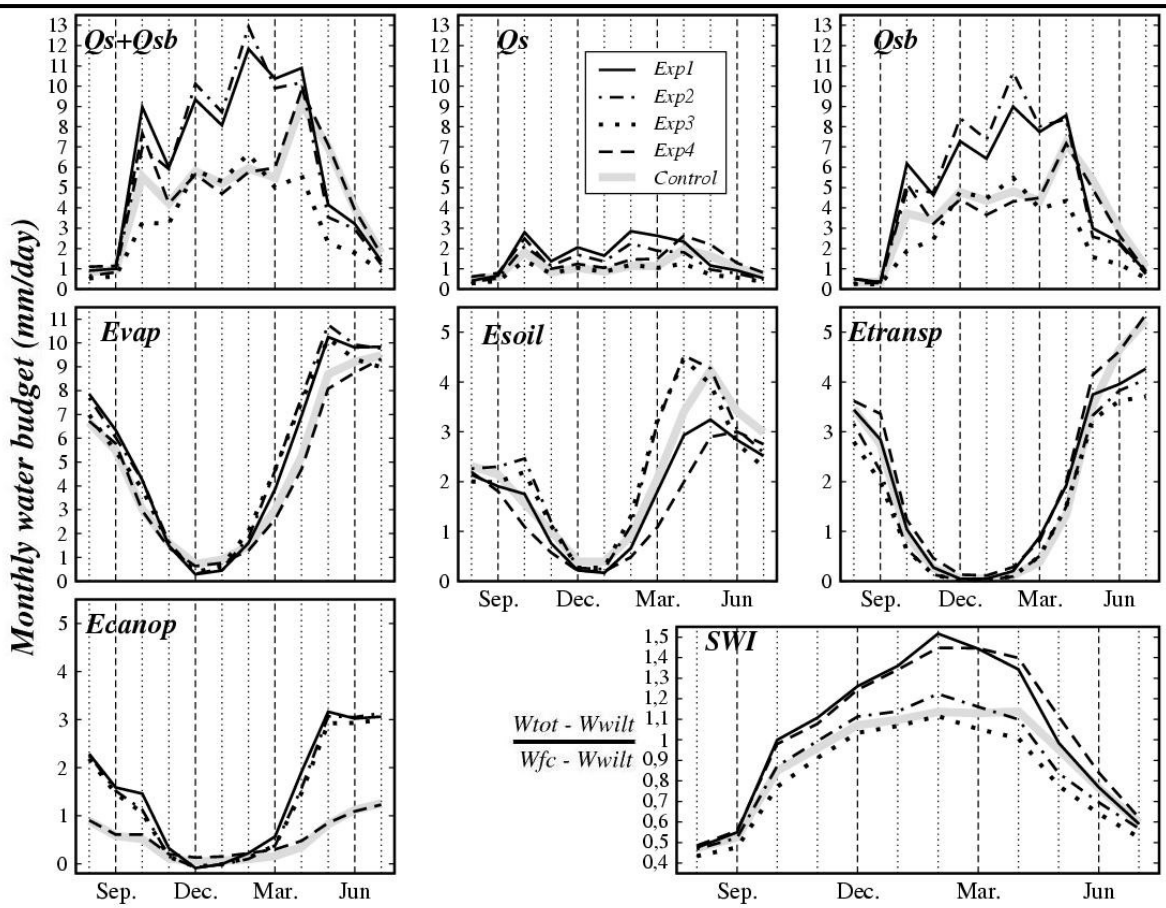



**Figure 6.3 – Comparaison des bilans d'eau simulés sous forme de cycles annuels moyens (mm/day).**

La simulation des débits montre que le problème majeur des simulations GSWP-2 repose sur les précipitations de base, B0, qui entraînent une surestimation dramatique des débits tant à Viviers (Fig. 6.4 et Table 6.3) que globalement sur tout le bassin. L'utilisation des précipitations alternatives (P3) permet de revenir vers des scores plus acceptables mais encore loin de ceux obtenus avec le forçage Rhône-AGG (Fig. 6.5). Une série d'expériences supplémentaires est alors entreprise où les précipitations GSWP-2 sont hybridées puis remplacées par les précipitations Rhône-AGG. Les résultats montrent des scores corrects confirmant sans surprise que les quantités mensuelles de précipitations sont le premier facteur qui joue sur la qualité des débits simulés. Néanmoins, les scores obtenus avec le forçage Rhône-AGG ne sont pas atteint ce qui sous entend que les biais des autres variables atmosphériques (rayonnement atmosphérique, humidité de l'air et vitesse du vent), qui tendent à favoriser l'évapotranspiration plutôt que le ruissellement, sont fortement préjudiciables pour la bonne restitution des débits. De plus, ces expériences montrent aussi que la fréquence des précipitations est une donnée importante pour la simulation des débits à l'échelle journalière mais aussi à l'échelle mensuelle (voir l'annexe A).

| Simulations | $\overline{Q}_{sim}/\overline{Q}_{obs}$ | *Efficience* | |
|---|---|---|---|
| | | Mensuelle | Journalière |
| *Exp1* | 1.24 | 0.16 | 0.20 |
| *Exp2* | 1.22 | -0.12 | 0.12 |
| *Exp3* | 0.88 | 0.75 | 0.72 |
| *Exp4* | 1.00 | 0.94 | 0.90 |
| *Control* | 0.98 | 0.95 | 0.91 |

**Table 6.3 – Statistiques des debits simulés à Viviers.**

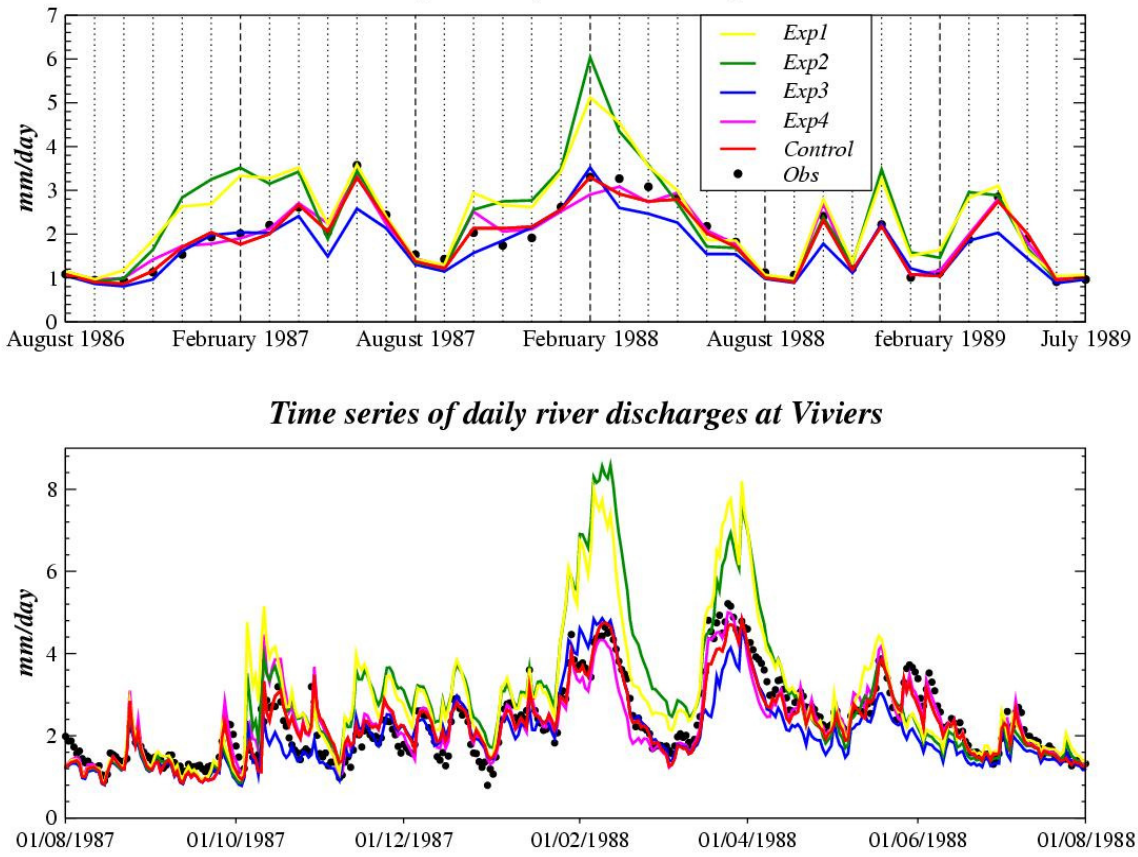



**Figure 6.4 – Comparaison de la simulation de debits à Viviers par rapport aux observations (pointillés noirs).** Les statsitiques sont données dans le tableau 6.3.

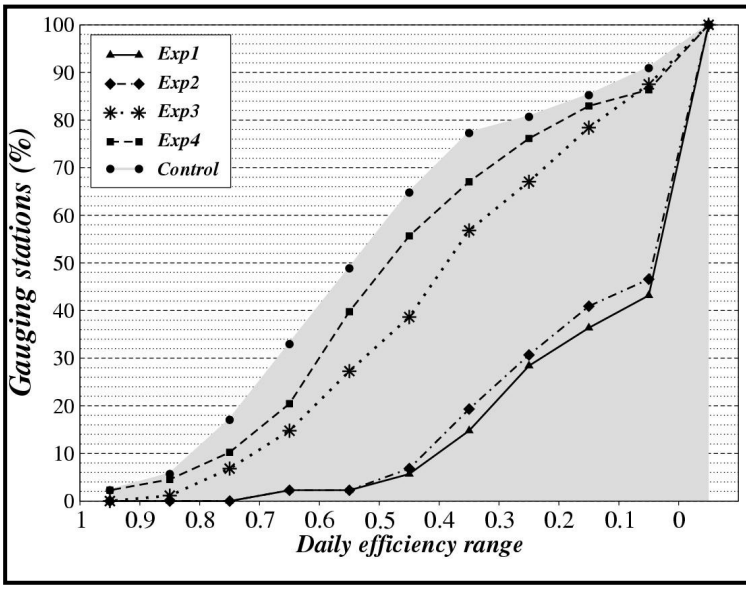



**Figure 6.5 – Distributions cumulées des efficiences journalières calculées sur le bassin du Rhône à faible résolution.**

La qualité des paramètres de surfaces sur le bassin du Rhône montre une influence moindre mais non négligeable pour la bonne restitution des débits (Fig. 6.5). Par contre, ces derniers ont une influence considérable sur la climatologie de l'humidité du sol simulée alors que celle du forçage atmosphérique semble plus négligeable (Fig. 6.3). C'est une remarque importante car elle sous entend que même si la simulation des débits est acceptable, elle ne garantit pas une représentation réaliste de l'eau du sol.

Finalement, nous avons aussi essayé de cerner l'impact des incertitudes liées aux variables et aux paramètres en entrée d'ISBA sur la validation de certaines paramétrisations : la prise en compte des hétérogénéités verticales de la conductivité hydraulique à saturation et de la variabilité sous maille des précipitations. Pour ceci, trois nouveaux jeux expériences sont proposées et résumées dans le tableau 6.4. Pour chaque version d'ISBA, le même protocole expérimental que précédement est réalisé (Table 6.2).

| Nom | Version d'ISBA |
|---|---|
| *hom* | Seulement TOPMODEL |
| *expk* | TOPMODEL + le profil exponentiel de $k_{sat}$ |
| *hort* | TOPMODEL + le profil exponentiel de $k_{sat}$ + ruissellement de Horton |

**Table 6.4 – Résumé des experiences sur l'étude de l'impact des incertitudes liées aux variables et aux paramètres en entrée d'ISBA.** Il faut noter que l'expérience de controle précédente (Table 6.2) est maintenant nomée *expk*.

La comparaison de ces expériences montre qu'il est impossible de valider les paramétrisations si, tout d'abord, les précipitations ne sont pas acceptables. L'influence des paramètres de surface est aussi importante. Alors que les développements présentés au chapitre 4 améliore la simulation des débits avec les données Rhône-AGG, cette amélioration n'est plus perceptible avec les paramètres de surface GSWP-2 (Fig. 6.6 et Table 6.5), ce qui pose aussi la question de la robustesse de nos paramétrisations vis-à-vis de ces derniers. Il faut en conclure que GSWP-2 n'a pas vocation à valider des développements aussi fins que ceux utilisés dans ce sous-chapitre, bien que ce projet reste très utile pour déterminer les défauts majeurs des simulations hydrologiques à l'échelle globale

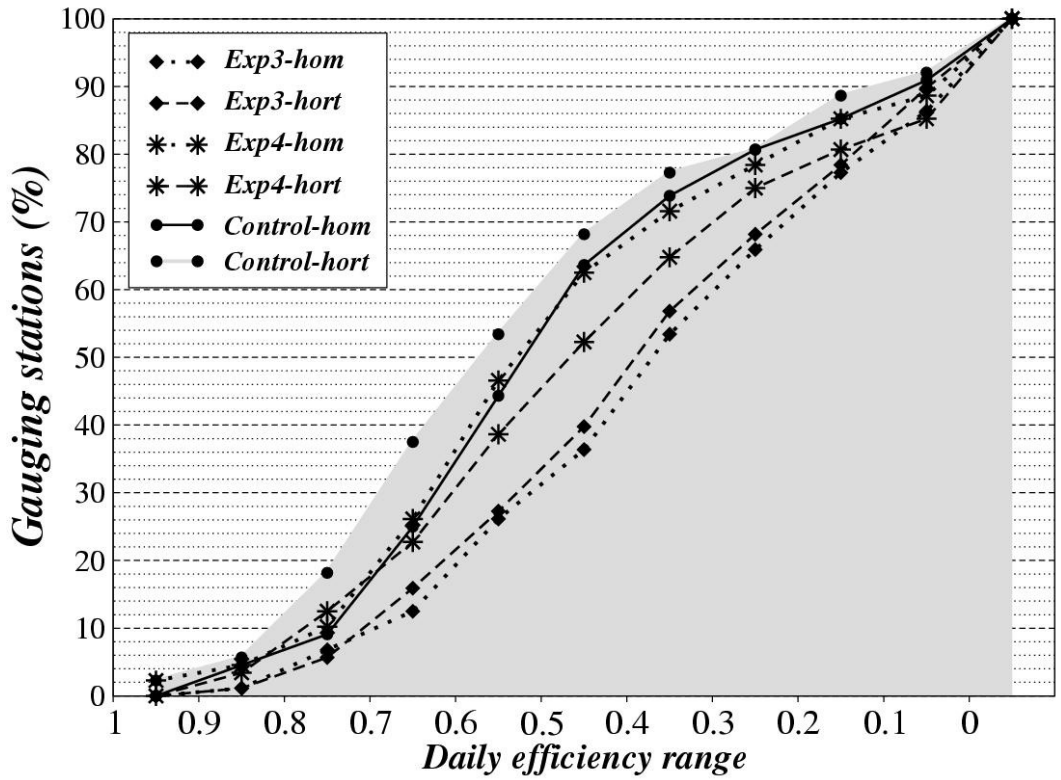



**Figure 6.6 – Distributions cumulées des efficiences journalières calculées sur le bassin du Rhône à faible résolution pour différentes version d'ISBA (Table 6.2 et 6.4).** Les statistiques sont données dans le tableau 6.5.

| *Expériences* | | *Efficience moyenne* | *NBSE* |
|---|---|---|---|
| ***Exp1*** | *hom* | -0.70 | 35 |
| | *expk* | -0.57 | 41 |
| | *hort* | -0.71 | 12 |
| ***Exp2*** | *hom* | -0.51 | 38 |
| | *expk* | -0.52 | 18 |
| | *hort* | -0.54 | 12 |
| ***Exp3*** | *hom* | 0.29 | 19 |
| | *expk* | 0.30 | 15 |
| | *hort* | 0.31 | 54 |
| ***Exp4*** | *hom* | 0.37 | 44 |
| | *expk* | 0.32 | 11 |
| | *hort* | 0.28 | 33 |
| ***Control*** | *hom* | 0.39 | 7 |
| | *expk* | 0.42 | 16 |
| | *hort* | 0.44 | 65 |

**Table 6.5 – Statistiques des distributions d'efficiences obtrenues sur le bassin du Rhône pour plusieurs version d'ISBA (Table 6.2 et 6.4).**

## 6.1.2 - Qu'en est-il à l'échelle globale ?

Comme nous l'avons fait remarquer, l'étude précédente est limitée car le bassin du Rhône ne peut en aucun cas être représentatif de tous les processus hydrologiques ayant cours à l'échelle globale. Il est néanmoins important de pouvoir préciser, confirmer ou infirmer les conclusions du sous chapitre précédent. Bien évidemment ceci ne se fera que par des comparaisons similaires entre les différents produits proposés à l'échelle globale et des simulations hydrologiques croisées. La limitation de cette procédure est qu'à l'échelle globale les simulations ont un coût numérique élevé et il n'a donc pas été possible de toutes les croiser.

La figure 6.7 montre les différences moyennes sur la période de validation entre les précipitations de bases ($P^{3h}_{GSWP}$) et le produit alternatif ($P^{3h}_{hybride}$) que nous avons utilisé au chapitre précédent. L'effet des corrections empiriques de vents et de satellite sur le produit de base, B0, est le plus marqué sur l'Europe, l'Amérique du Nord et la Sibérie où les précipitations $P^{3h}_{GSWP}$ (B0) sont en moyenne de un à deux millimètres par jour supérieures au produit sans correction. L'impact des corrections satellites (GPCP) est le plus marqué sur le bassin amazonien où les précipitations B0 peuvent être en moyenne jusqu'à un millimètre et demi plus faibles que les précipitations $P^{3h}_{hybride}$, par jour. Une analyse plus fine est donnée en annexe A.

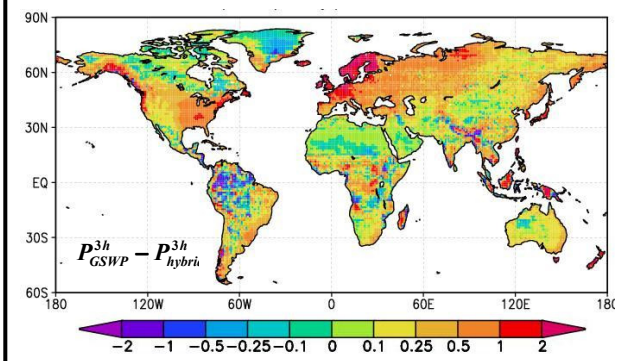



**Figure 6.7 – Différences moyennes (mm/jours) sur la période 1986-1995 entre les précipitations de bases ($P^{3h}_{GSWP}$) et les précipitations alternatives ($P^{3h}_{hybride}$).**

La figure 6.8 montre les différences entre les sols des bases de données ISLSCP et ECOCLIMAP. Ces différences sont très importantes. En effet, les profondeurs racinaires sont en grand désaccord mis à part sur la péninsule Ibérique et quelques régions des hautes latitudes. Dans la base ISLSCP, celles-ci sont jusqu'à un mètre et demi moins profondes sur l'Europe et l'Asie et jusqu'à six mètres sur les bassins amazonien et du Congo (Afrique centrale) par rapport à ECOCLIMAP. A l'inverse, elles sont jusqu'à un mètre plus profondes dans les régions désertiques et jusqu'à deux mètres sur le bassin du Niger et du Sao Francisco (au centre est de l'Amérique du Sud). De plus, les différences entre les profondeurs totales de sol sont très hétérogènes. Néanmoins, ISLSCP montre des sols généralement plus superficiels qu'ECOCLIMAP sur toute la Sibérie de l'Est, l'Inde, l'ouest et le nord-est de l'Amérique du Nord et sur l'Amérique du Sud. Sur les zones désertiques les sols ISLQSCP sont toujours plus profonds ainsi que sur l'Europe du Nord, le bassin du Niger et le centre de l'Amérique du Nord.

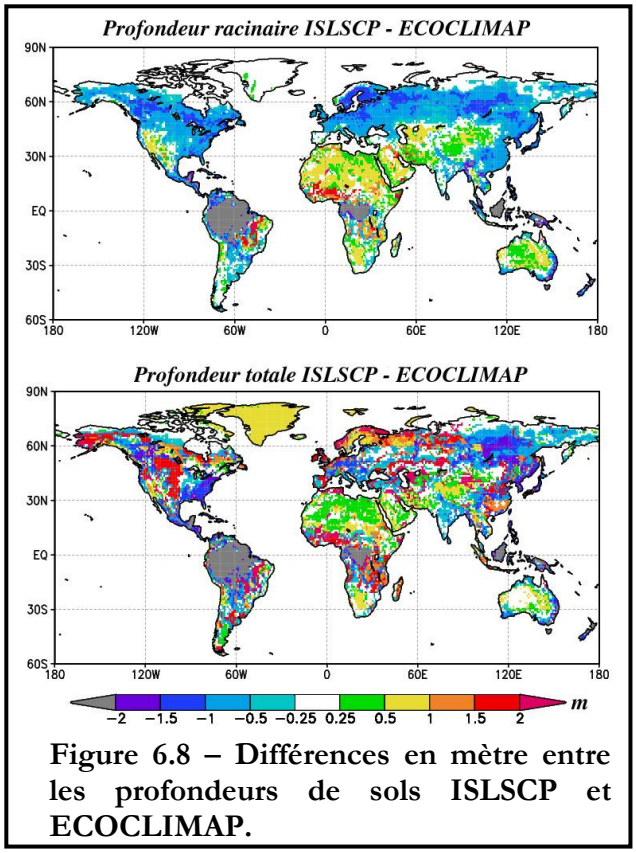



**Figure 6.8 – Différences en mètre entre les profondeurs de sols ISLSCP et ECOCLIMAP.**

Deux simulations additionnelles forcées par les précipitations de base, $P_{GSWP}^{3h}$, et les paramètres de surface ECOCLIMAP (*dt92-B0*) ou ISLSCP (*dt92-B0-ISLSCP*) ont été réalisées en plus des simulations *dt92* et *Top_Tiles_Hort_dec* (la nouvelle version d'ISBA maintenant nommée *NEW*). Une dernière simulation similaire à *NEW* mais utilisant les profondeurs de sol ISLSCP est aussi réalisée (*NEW-profISLSCP*). Pour ce faire, les profondeurs de chaque tile ECOCLIMAP ont été ajustées afin que la profondeur moyenne de chaque maille soit équivalente aux profondeurs ISLSCP. Le tableau 6.6 résume ces différentes expériences.

| Simulations | Jeux de données | |
|---|---|---|
| | Précipitations GSWP2 | Paramètres de surface |
| *dt92* | Produit alternatif | ECOCLIMAP |
| *dt92-B0* | Produit de base (B0) | ECOCLIMAP |
| *dt92-B0-ISLSCP* | Produit de base (B0) | ISLSCP |
| *NEW (Top_Tiles_Hort_dec)* | Produit alternatif | ECOCLIMAP |
| *NEW-profISLSCP* | Produit alternatif | Profondeur de sol ISLSCP |

**Table 6.6 – Résumé des expériences de sensibilités aux précipitations et aux paramètres de surface.**

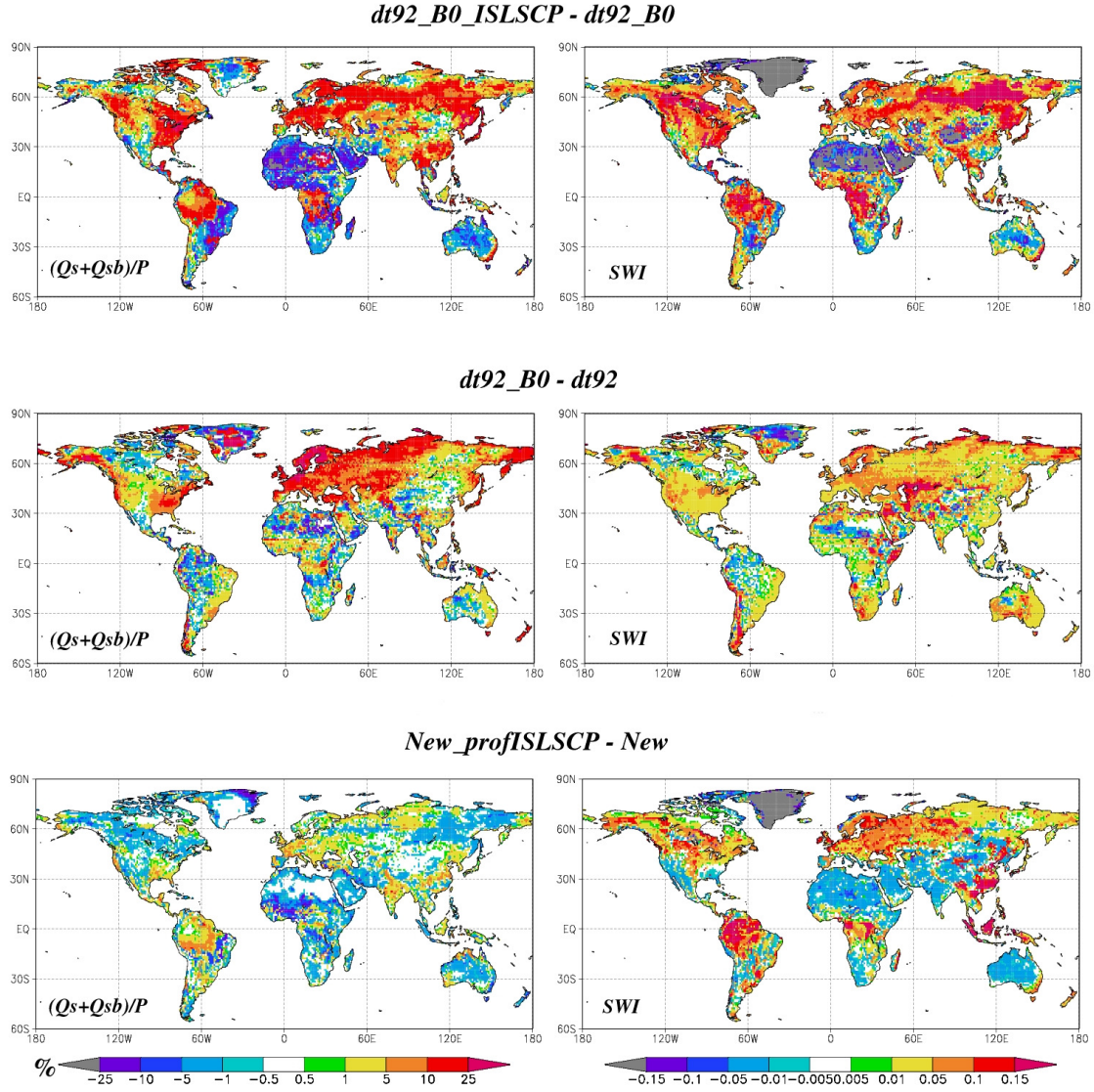



**Figure 6.9 – Différences entre les moyennes sur 10 ans (1986-1995) des bilans d'eau simulés par chaque expérience.** Le rapport du ruissellement total sur les précipitations, $(Q_s + Q_{sb})/P$ en %, et l'indice d'humidité des sols, *SWI*, sont montrés.

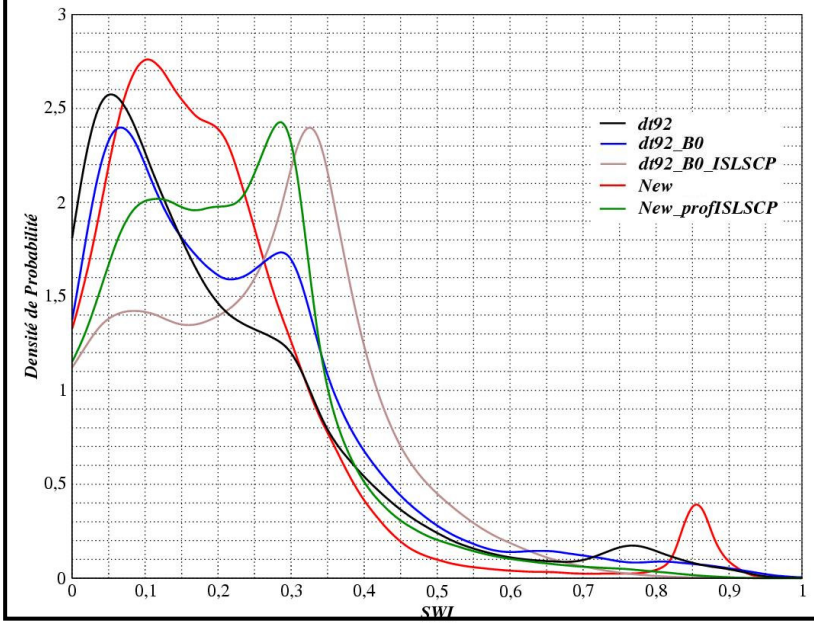



**Figure 6.10 – Densité de probabilité du *SWI* à l'échelle globale**

La figure 6.9 montre que les paramètres ISLSCP favorisent le stockage de l'eau de façon plus marquée que la différence entre les produits de précipitations (*dt92-B0* - *dt92*), ce qui aurait tendance à confirmer le fait observé sur le bassin du Rhône selon lequel les paramètres de surface auraient une influence considérable sur l'humidité du sol simulée alors que celle du forçage atmosphérique apparaît moins marquée. On remarquera que les profondeurs de sol y jouent un rôle prépondérant (*NEW-profISLSCP* - *NEW*) mais qui n'explique pas tout, comme nous pouvons le voir par exemple sur l'Est de la Sibérie. Cette remarque est aussi confirmée par la figure 6.10.

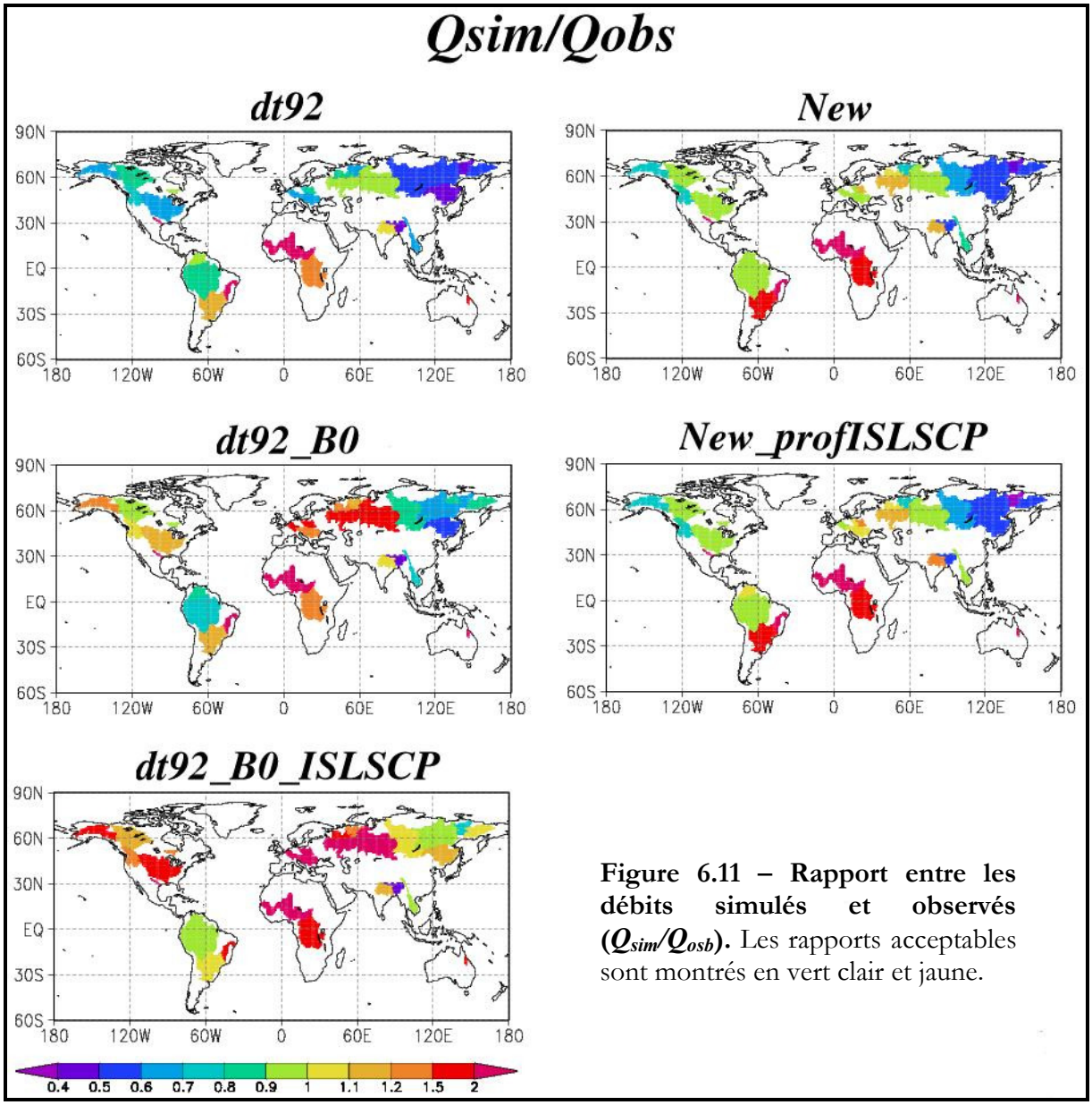



**Figure 6.11 – Rapport entre les débits simulés et observés ($Q_{sim}/Q_{osb}$).** Les rapports acceptables sont montrés en vert clair et jaune.

Les paramètres ISLSCP favorisent aussi le ruissellement total (*dt92-B0-ISLSCP*) de l'eau sur l'Europe, l'Asie, l'Amérique du Nord, le bassin amazonien et le centre de l'Afrique (Fig. 6.9). En effet sur ces régions les sols ont tendances à être plus superficiels que dans la base de données ECOCLIMAP, ce qui généralement contribue à augmenter le ruissellement. C'est ce que confirment les rapports des débits simulés et observés (Fig. 6.11). La simulation *dt92-B0-ISLSCP* génère plus de débits sur ces régions que *dt92-B0*. Comme le montre l'expérience *NEW-profISLSCP*, les profondeurs de sol n'en sont pas forcément les seuls responsables. Les autres propriétés liées à la surface peuvent aussi jouer un rôle prépondérant.

Néanmoins, les profondeurs de sols semblent avoir une influence conséquente sur l'Afrique de l'Ouest où elles ont tendances à limiter le ruissellement (Fig. 6.9). Les précipitations de base ont un impact considérable sur les ruissellements simulés sur l'Europe, l'Asie, l'Amérique du Nord et l'Amazonie. En effet, là où les précipitations B0 sont plus intenses que les précipitations alternatives (Fig. 6.7), les ruissellements simulés sont logiquement plus forts et inversement. La figure 6.11 montre que la simulation *dt92-B0* génère plus de débits sur l'Amérique de Nord et l'Europe et moins sur le bassin amazonien. La simulation *dt92-B0-ISLSCP* utilisant les précipitations de base et les paramètres de sol ISLSCP surestiment significativement les débits sur l'Amérique du Nord, l'Europe et l'Asie de l'Ouest, alors qu'ils sont plus acceptables sur l'Amérique du Sud et l'Asie de l'Est. L'effet des paramètres de surface ISLSCP apparaît très important sur les bassins de l'Asie de l'Est. L'expérience *NEW-profISLSCP* confirme que l'impact des profondeurs de sol n'est pas prépondérant dans cette région.

La figure 6.12 montre que les débits simulés avec les précipitations de base B0 (*dt92-B0-ISLSCP* et *dt92-B0*) sont largement surestimés sur les bassins européens du Danube et du Rhin. De plus, les résultats obtenus entre *dt92* et *NEW* sur ce bassin montre que l'amélioration des débits simulés due à la physique d'ISBA est d'un second ordre comparée aux biais liés aux précipitations ou aux paramètres de surfaces. Ceci réaffirme les conclusions de l'étude précédente menée sur le bassin du Rhône et confirme le fait que les précipitations de base GSWP-2 ne sont pas viables pour des simulations hydrologiques sur l'Europe et pour la validation des LSMs. Cette remarque peut aussi être étendue à l'Amérique de l'Est comme le montrent les résultats sur le bassin du Mississippi.

Sur le bassin amazonien, l'impact des précipitations, même important, apparaît au second ordre derrière l'influence des paramètres de surface où les profondeurs de sol jouent un rôle plus significatif. Là aussi, la physique du modèle de surface semble moins importante que les incertitudes liées à ces derniers. Sur le Niger, l'effet des paramètres de surfaces est prédominant et les données ECOCLIMAP ont tendance à entraîner une plus forte surestimation des débits, même si la qualité générale des simulations laisse à désirer. Sur le Gange, c'est l'inverse et les débits simulés par *dt92-B0-ISLSCP* surestiment les observations alors que les simulations *dt92* et *dt92-B0* sont plus acceptables. Ici, l'effet des paramètres de surface est tout aussi important que la physique du LSM utilisé.

Aux hautes latitudes sur le bassin de l'Ob, la surestimation des débits due aux précipitations de base est très importante et l'effet des paramètres de surface est non négligeable. Une telle surestimation montre aussi que ces précipitations ne sont pas viables sur l'ouest de la Sibérie. Finalement, les débits simulés sur l'Amur (Ouest de la Sibérie) mettent aussi en évidence l'importance des paramètres de surface. Ces résultats supposent que les données ECOCLIMAP et, dans une moindre mesure, les précipitations alternatives, ne sont pas d'une qualité suffisante sur ces régions. Cette remarque est confirmée par la forte sous estimation des débits sur tous les bassins de l'est sibérien montrés sur la figure 6.18. L'effet des paramètres de surface apparaît assez important mais ne peut être seulement lié aux profondeurs de sol, comme le montre la simulation *NEW-profISLSCP*.

Ces comparaisons par bassin semblent confirmer que les incertitudes à l'échelle globale liées aux précipitations sont malheureusement souvent prépondérantes face à la physique utilisée dans ISBA. Celle dues aux paramètres de surface peuvent aussi être importantes suivant le bassin considéré mais elles apparaisent globalement d'un second ordre par rapport aux précipitations.

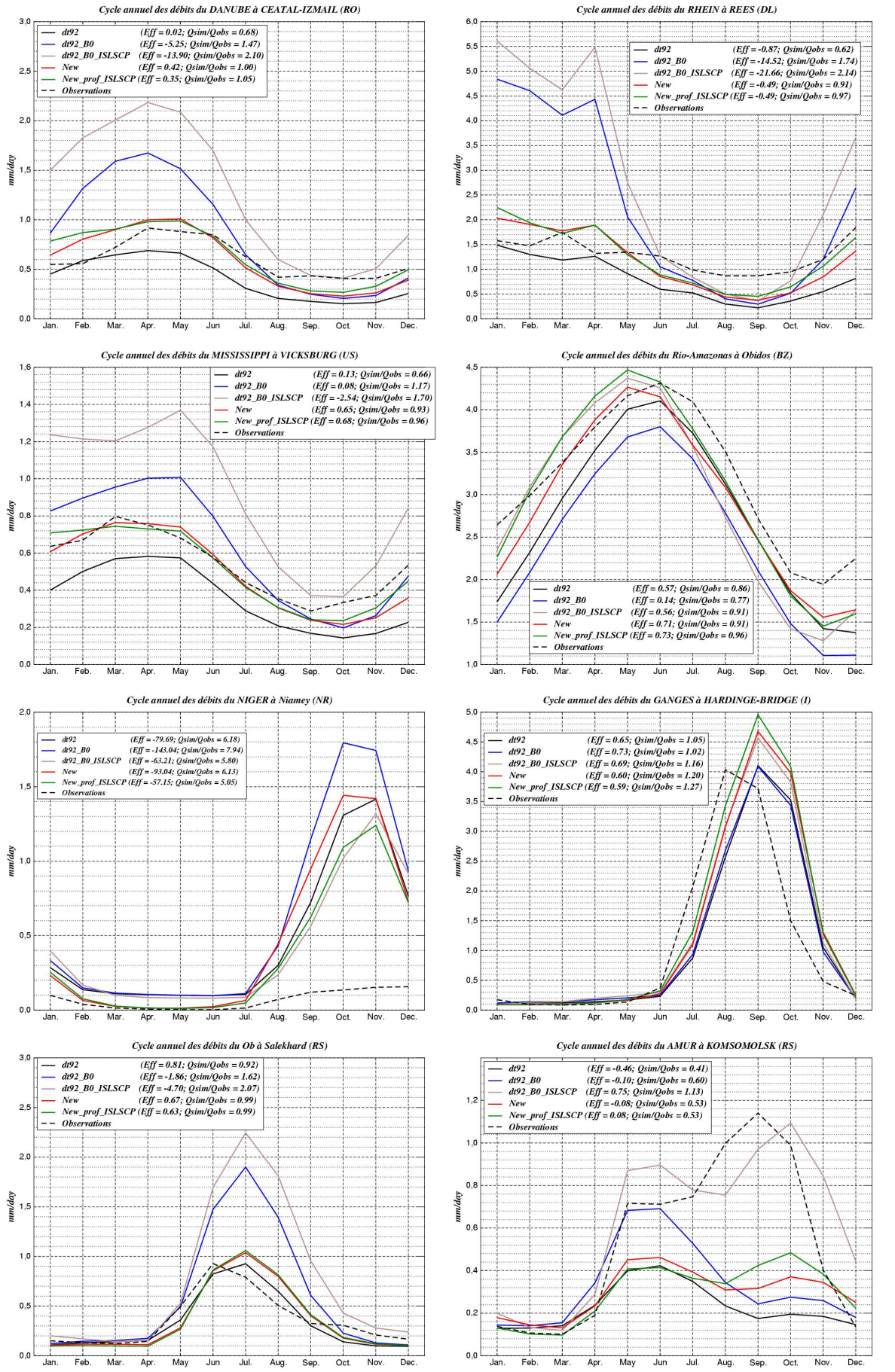



**Figure 6.12 – Comparaison entre les cycles annuels moyens des débits simulés et observés sur les bassins du Danube, du Rein, du Mississippi, de l'Amazone, le Niger, le Gange, l'Ob et l'Amur.** Les notations sont les mêmes que pour la figure 5.16.

# 6.2 - Les incertitudes intrinsèques aux modèles de surface

Le sous chapitre précédent sous entend que les simulations de base GSWP-2 ne peuvent pas être performantes d'un point de vue hydrologique, au vu de la faible qualité des débits simulés par *dt92-B0-ISLSCP* et des précipitations qui semblent particulièrement intenses sur une bonne partie du globe, mis à part sur l'Amazone et l'est de l'Asie. Néanmoins, ces conclusions demeurent limitées tant qu'un seul modèle de surface, ISBA, est utilisé.

## 6.2.1 - Intercomparaison des LSMs

Le projet GSWP-2 donne accès aux résultats des simulations de chaque LSM y participant. Pour aller plus loin dans l'analyse des incertitudes qui pèsent sur les simulations hydrologiques à l'échelle globale et prendre en compte la diversité des physiques utilisées, nous avons comparé les simulations d'ISBA avec quatre LSMs (Table 6.7) ayant été forcés par les précipitations de base et par les précipitations alternatives. Ceci nous permettra de confirmer ou d'infirmer les conclusions obtenues précédemment sur la primauté des incertitudes dues aux précipitations sur la physique des modèles de surface à l'échelle globale. GSWP-2 propose aussi un produit multi-modèle (Dirmeyer et al. 2005) établis à partir de l'analyse de treize simulations de base, c'est-à-dire de treize LSMs, dont ISBA dans la version *dt92_B0_ISLSCP*, forcés par les précipitations de base et les paramètres de surface ISLSCP. Ce produit est calculé par une simple moyenne arithmétique de chaque LSM et nous permettra donc d'avoir une vision moyenne des simulations hydrologiques à l'échelle globale.

| *LSS* | *Nation* | *Vég.* | *Couches* | | | $Q_s$ | *Références récentes* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **MOSE** | GB | Tiles | 4W | 4T | 1N | TOP | *Gedney et Cox (2003), Essery et al. (2003)* |
| **NSIP** | USA | Tiles | 3W | 6T | 3N | TOP | *Koster et al. (2000b), Ducharne et al. (2000)* |
| **SWAP** | Russie | Eff. | 2W | 1T | 1N | $pdf(k_{sat})$ | *Gusev and Nasonova (2003)* |
| **SSiB** | USA | Tiles | 6W | 6T | 1N | $f(w_1)$ | *Dirmeyer and Zeng(1999)* |

**Table 6.7 – Autres modèles de surface pris en compte dans notre étude.** La représentation en surface de la végétation (Vég. ; Eff = effective), le nombre de couches pour la description de l'hydrologie du sol (W), de la température (T) et de la neige (N) ainsi que la représentation du ruissellement de surface ($Q_s$ ; TOP = approche TOPMODEL, $pdf(k_{sat})$ = relatif à la densité de probabilité de paramètres du sol, $f(w_1)$ = fonction du contenu en eau de la couche superficielle) sont donnés.

La comparaison de la simulation ISBA de base (*dt92_B0_ISLSCP*) avec le produit multi-modèle montre que les sols simulés par ISBA sont généralement plus secs et que les ruissellements sont plus forts dans les zones tropicales et tempérées et moins intense dans les régions désertiques par rapport à un état moyen (Fig. 6.13 et 6.14). La comparaison avec les quatre autres simulations de base GSWP-2 suggère que des différences peuvent être importantes. Celles-ci varient spatialement et quantitativement d'un modèle à l'autre. De plus, elles ne varient pas significativement lorsque l'on passe à la comparaison de *dt92* avec les autres simulations forcées par les pluies alternatives et les paramètres ISLSCP. Or, dans ce dernier cas, les paramètres de surface sont différents entre *dt92* et les autres simulations, ce qui signifie que cette différence est secondaire par rapport aux dissemblances physiques entre les LSMs. Finalement, la comparaison entre *NEW et dt92* montre que les différences de *SWI* entre deux versions différente d'ISBA sont largement inférieures aux différences entre LSMs. Ces conclusions peuvent aussi être appliquées au ruissellement total simulé par chaque LSMs, même si là les différences entre les deux versions d'ISBA apparaissent plus significatives par rapport aux différences entre LSMs (Fig. 6.14).

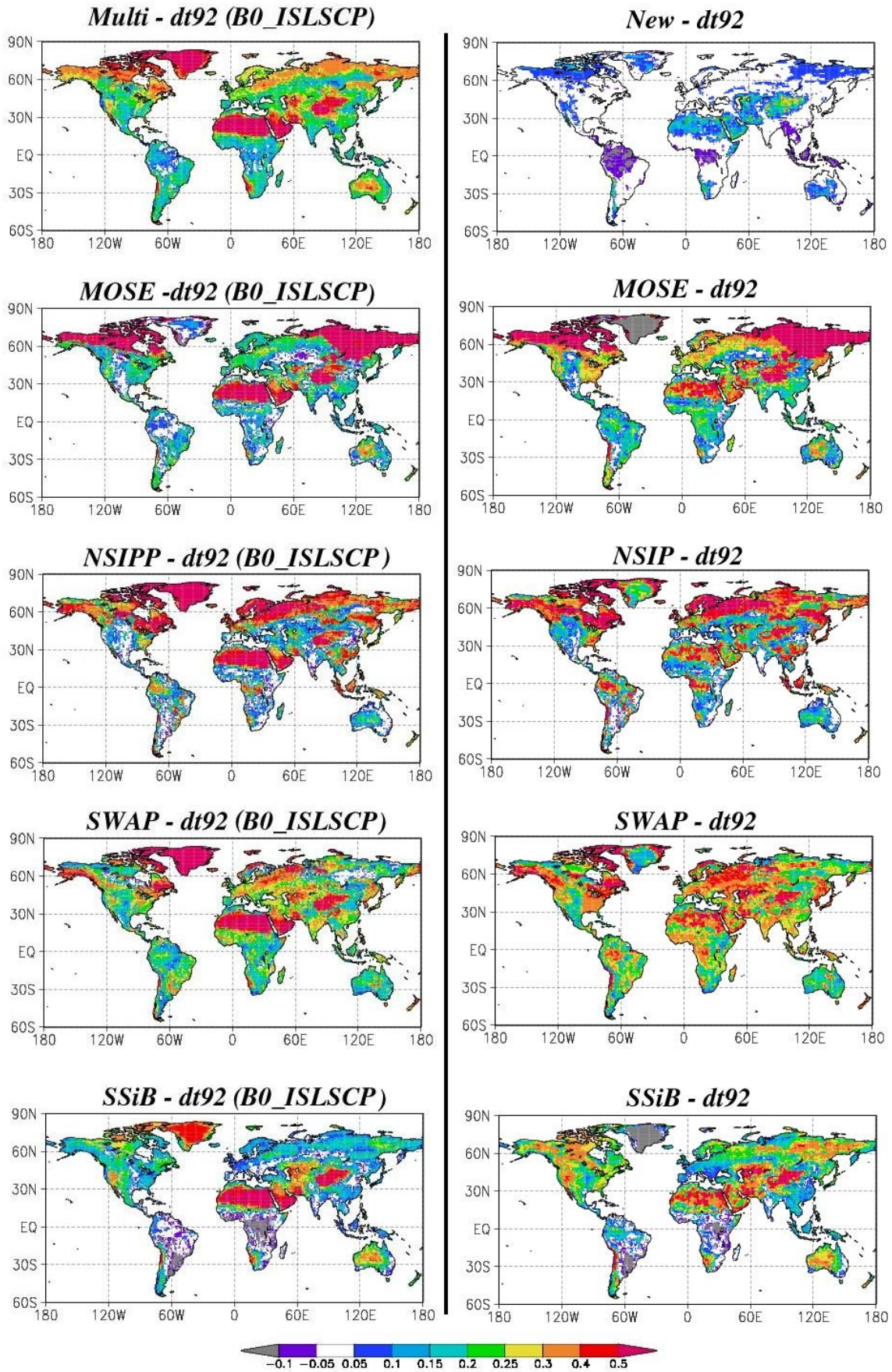



**Figure 6.13 – Comparaison des *SWI* moyens sur la période 1986-1995 entre différents modèles de surface : le produit multi-modèle et ISBA pour les simulations de base GSWP-2 à gauche et les simulations avec les pluies alternatives à droite.** La différence entre *NEW* et *dt-92* est aussi représentée (en haut à gauche).

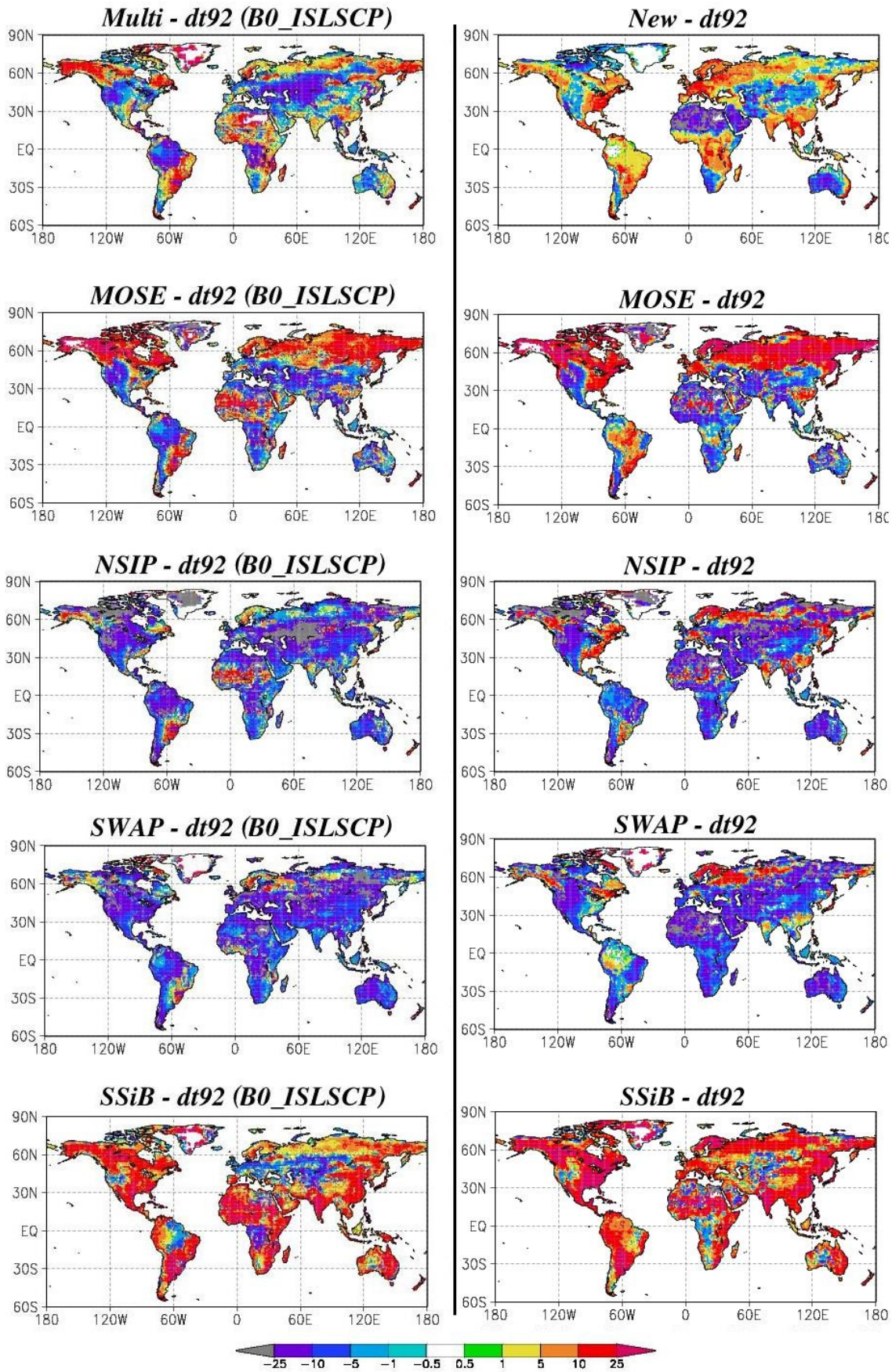



**Figure 6.14 – Comparaison des ruissellements simulés moyen sur la période 1986-1995 entre différents modèles de surface : le produit multi-modèle et ISBA pour les simulations de base GSWP-2 à gauche et les simulations avec les pluies alternatives à droite.** La différence entre *NEW* et *dt-92* est aussi représentée (en haut à gauche).

Néanmoins, cette dispersion entre LSMs est généralement moins importante lorsqu'on se focalise sur la contribution de l'hydrologie continentale aux variations du niveau de la mer (Fig. 6.15). L'analyse des composantes montre une forte dispersion des amplitudes d'eau du sol entre les modèles de surface alors que la neige, qui est la composante principale, apparaît plus cohérente, expliquant cette quasi-homogénéité. L'effet des précipitations apparaît ici plus important en terme d'amplitude des variations de l'hydrologie continentale par rapport aux différences entre LSMs puisqu'elles agissent fortement sur les variations du manteau neigeux. Par contre, la phase des variations est plus sensible aux différents modèles, et ceci indépendamment du jeu de précipitation choisi. Cette remarque suggère que la modélisation de la neige est prépondérante dans cette étude. On peut noter qu'ISBA présente un déphasage du minimum de neige avec les autres simulations.

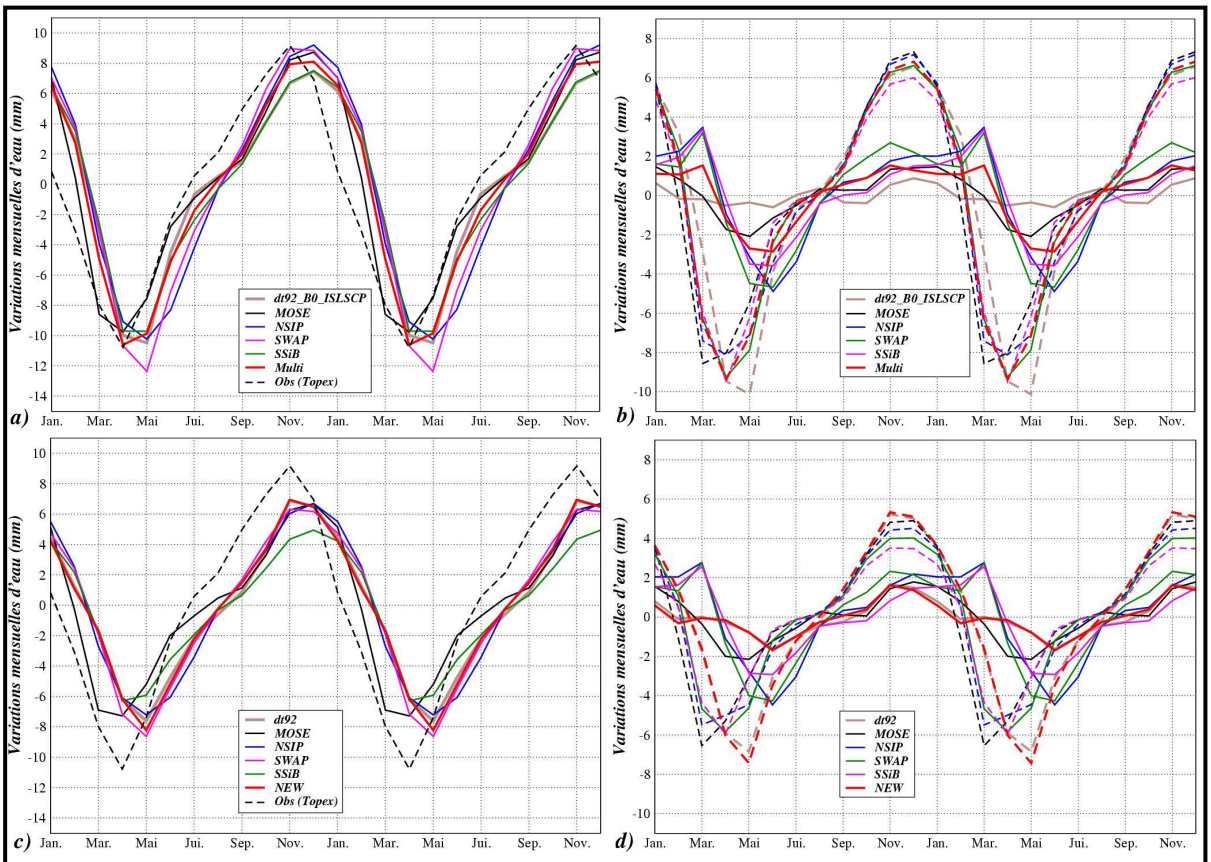



**Figure 6.15 – Contribution de l'hydrologie continentale aux variations du niveau de la mer.** Le cycle annuel de chaque simulation de base et du produit multi-modèle (a) est comparé aux données TOPEX (tirets noirs). Leurs composantes, l'humidité du sol représentée par des traits pleins et la neige par des tirets, sont aussi montrées (b). Il en va de même pour les simulations utilisant les précipitations alternatives (c et d) où *NEW* est aussi réprésenté (en rouge).

Pour toutes les simulations et le produit multi-modèle, les ruissellements simulés sont routés par TRIP et comparés aux débits observés suivant le protocole utilisé depuis le début de cette thèse. La comparaison des débits simulés sur le bassin du Mississippi montre que toutes les simulations forcées par les précipitations de base surestiment les débits et seul le modèle NSIPP montre des débits acceptables (Fig 6.16). L'utilisation des précipitations alternatives montre que l'effet des précipitations est ici très important. On note par ailleurs que la meilleure simulation des débits est donnée par la nouvelle version d'ISBA. Comme au chapitre précédent, les incertitudes liées aux précipitations n'apparaîssent pas prépondérantes

sur le bassin de l'Amazone. Notons tout de même que quelles que soient les précipitations utilisées, la différence entre les débits simulés par chaque modèle est importante et qu'ISBA apparaît toujours en bonne position en ce qui concerne leur qualité. Enfin sur le bassin du Niger, et là aussi quelles que soient les précipitations utilisées, tous les LSMs présentent le même défaut avec une surestimation très importante des débits simulés.

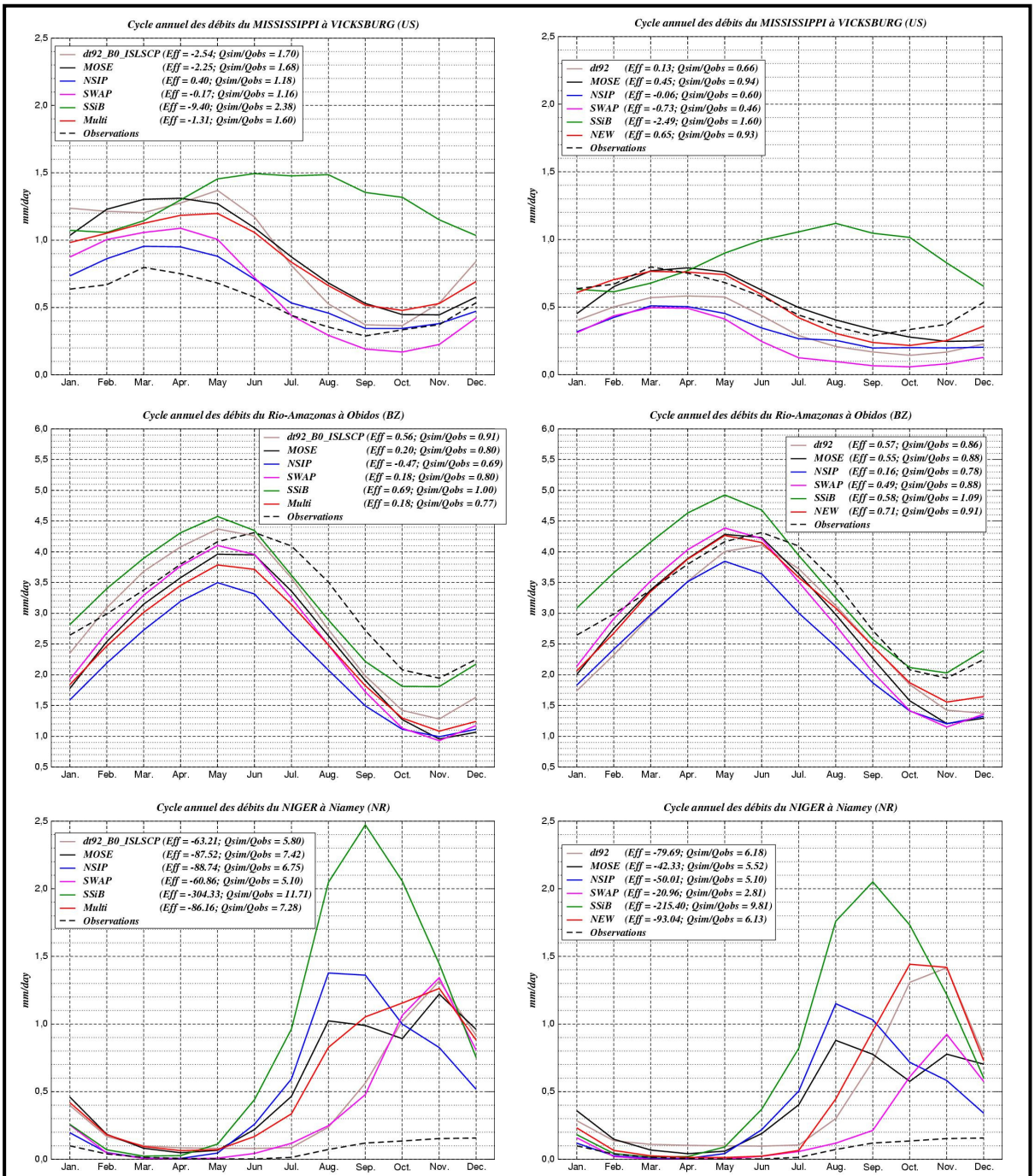



**Figure 6.16 – Comparaison entre les cycles annuels moyens des débits simulés et observés sur les bassins du Mississippi, de l'Amazone, et du Niger.** Les simulations de base GSWP-2 et le produit multi-modèle sont représentés à gauche alors que les simulations utilisant les précipitations alternatives sont montrées à droite (NEW en rouge). Les notations sont les mêmes que pour la figure 5.16.

Sur le bassin de l'Ob (Fig. 6.17), toutes les simulations forcées par les précipitations de base surestiment les débits et seul NSIPP montre des débits acceptables (Fig 6.16). L'utilisation des précipitations alternatives permet à quasiment tous les modèles de simuler des débits acceptables, mis à part MOSE qui continue à surestimer fortement les débits et NSIPP à les sous estimer, ce qui pourrait signifier que ce dernier ne prend que très peu en compte le ruissellement sur sol gelé. Ceci montre aussi que l'effet des précipitations est ici très important et on notera qu'ISBA se situe assez bien par rapport à la qualité des débits simulés. Néanmoins, les différentes versions d'ISBA montrent toutes un déphasage important du maximum de crue, alors que les autres simulations semblent relativement plus acceptables de ce point de vue.

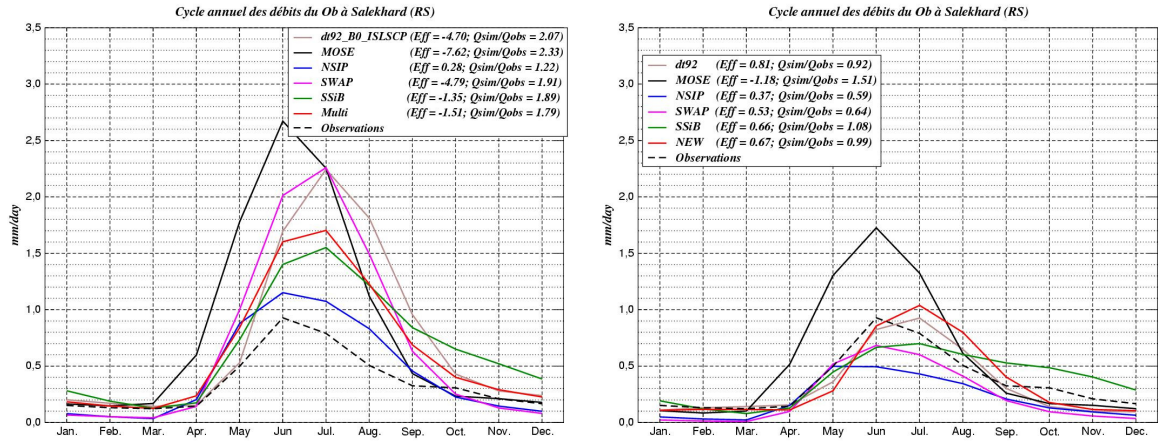



**Figure 6.17 – Comparaison entre les cycles annuels moyens des débits simulés et observés sur le bassin de l'Ob.** Les simulations de base GSWP2 et le produit multi-modèle sont représentés à gauche alors que les simulations utilisant les précipitations alternatives sont montrées à droite (NEW en rouge). Les notations sont les mêmes que pour la figure 5.16.

## 6.2.2 - L'influence des processus froids

La forte dispersion des humidités des sols simulés par chaque LSM ne se retrouve pas forcément sur la contribution de l'hydrologie continentale aux variations du niveau de la mer, ce qui s'explique par une plus forte homogénéité des variations de neige simulées qui en sont la composante principale. Sur cet aspect, ISBA se détache cependant des autres modèles car un déphasage du minimum de variation de la neige semble indiquer une fonte trop tardive dans le modèle. Ceci semble être confirmé par les débits simulés sur l'Ob. Comme nous l'avons déjà dit, la simulation des débits à ces latitudes repose principalement sur la physique des processus froids, telle la dynamique du manteau neigeux, et une fonte trop tardive peut expliquer le déphasage entre les crues simulées par ISBA et les observations. En d'autres termes, la physique des processus froids peut représenter une source d'incertitude majeure sur les régions des hautes latitudes. Pour s'en persuader, nous avons réalisé deux simulations supplémentaires à partir de la nouvelle version d'ISBA (Table 6.8). La première, nommée *NEW-ES*, prend en compte le schéma de neige explicite développé par Boone et Etchevers (2001). Celui-ci représente le manteau neigeux discrétisé sur trois couches, l'eau de pluie interceptée par la neige et un bilan d'énergie spécifique indépendant du composite sol-végétation. Ce schéma prend aussi en compte l'évolution de l'eau liquide au sein du manteau neigeux ainsi que son gel et son dégel suivant, par exemple, le cycle diurne. Dans la deuxième simulation, nommée *NEW-nogel*, nous avons supprimé le ruissellement sur sol gelé dans les équations 4B.7 et 4B.8. Cette expérience a pour but de quantifier l'impact d'une telle paramétrisation sur la qualité des débits simulés aux hautes latitudes.

| Simulations | Caractéristiques |
|---|---|
| *NEW-ES* | Schéma de neige explicite |
| *NEW-nogel* | Pas de ruissellement sur sol gelé |

**Table 6.8 – Résumé des expériences de sensibilité aux processus froids.**

La figure 6.18 confirme l'importance de la simulation du manteau neigeux pour l'estimation de la contribution de l'hydrologie continentale aux variations du niveau de la mer. En effet, la comparaison entre *NEW* et *NEW-ES* montre que le phasage de ce dernier avec les observations est largement meilleur. L'amplitude change aussi car *NEW-ES* a tendance à simuler plus de fonte durant le printemps et plus d'accumulation durant l'hiver.

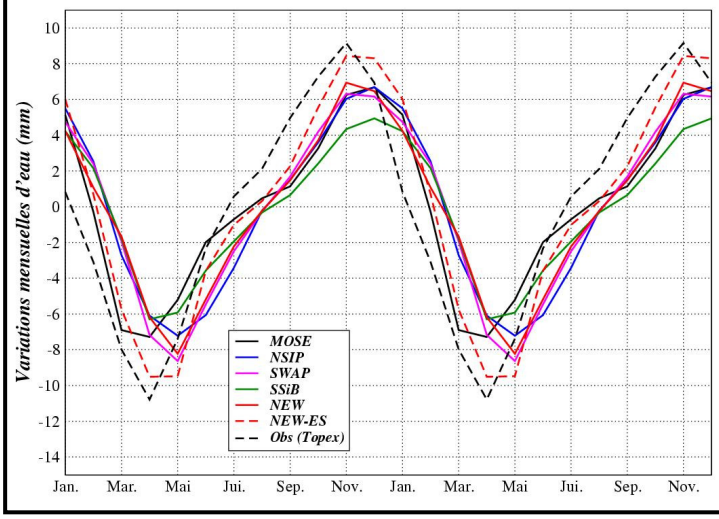



**Figure 6.18 – Contribution de l'hydrologie continentale aux variations du niveau de la mer.** Le cycle annuel de chaque simulation est comparé aux données TOPEX (tirets noirs). La simulation *NEW-ES* utilisant le schéma de neige explicite (tirets rouge) est aussi montrée.

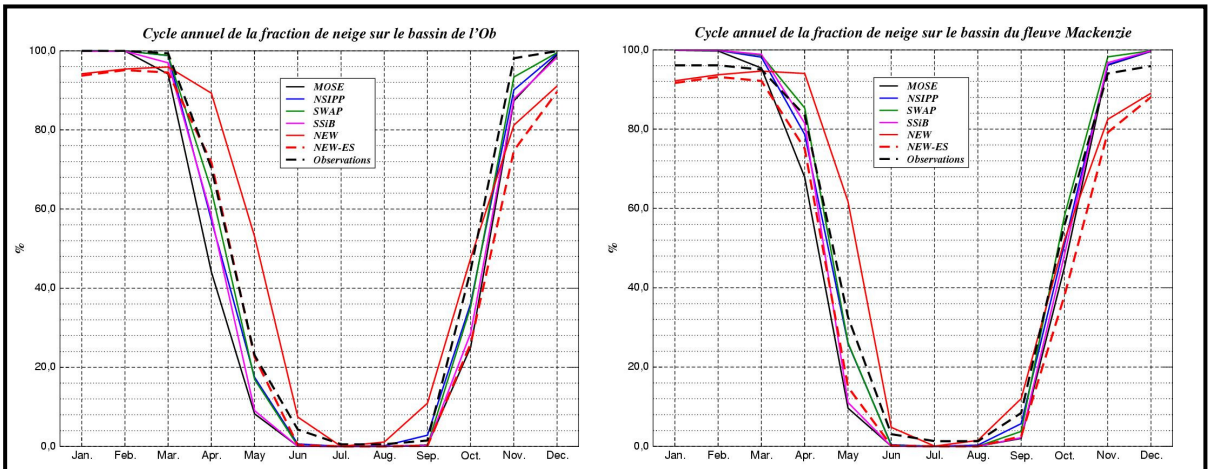



**Figure 6.19 – Comparaison entre les cycles annuels moyens des fractions de neige simulées et observées (NSIC) sur le bassin de l'Ob et du Mackenzie.** Les simulations GSWP2 utilisant les précipitations alternatives sont montrées ainsi que la simulation de la nouvelle version d'ISBA avec le schéma explicite de neige, *NEW-ES*.

Le meilleur phasage de *NEW-ES* par rapport aux données TOPEX semble effectivement être dû à une fonte en meilleur accord avec les observations satellitaire de fraction de neige NSIC (National Snow and Ice Data Center ; http://nsidc.org/) aux hautes latitudes (Fig. 6.19). On peut voir clairement sur les bassins de l'Ob et du Mackenzie un déphasage important entre *NEW* et les observations durant la période de fonte, ce qui n'est pas le cas avec *NEW-ES*. En terme de débits, l'influence de la simulation du manteau neigeux sur ces deux bassins est très importante (Fig. 6.20). *NEW-ES* simule des débits dont la phase de la

crue est largement meilleure que *NEW*. Néanmoins, la fonte plus importante dans cette expérience implique une surestimation générale des débits aux hautes latitudes (Fig. 6.21), excepté sur les bassins de l'est sibérien où la qualité des données du forçage et des paramètres de sol ne semble pas suffisante pour obtenir des débits acceptables. La simulation *NEW-nogel* montre que l'impact du ruissellement sur sol gelé est important pour la simulation des débits sur l'Ob et le Mackenzie (Fig. 6.20). La figure 6.21 confirme que ce processus est indispensable sur les régions des hautes latitudes pour simuler des quantités annuelles de débits acceptables.

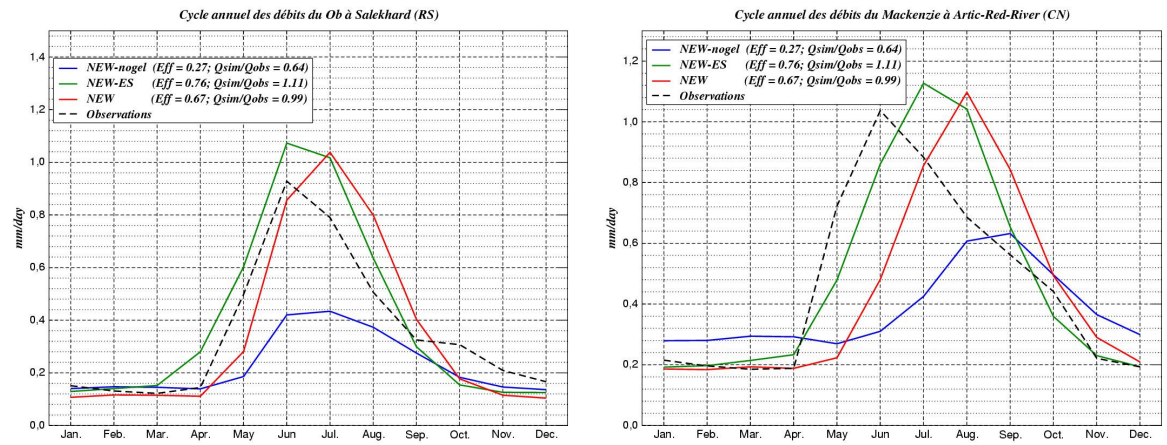



**Figure 6.20 – Comparaison entre les cycles annuels moyens des débits simulés et observés sur le bassin de l'Ob et du Mckenzie.** Les simulations avec le schéma de neige explicite (*NEW-ES*) et sans le ruissellement sur sol gelé (*NEW-nogel*) sont représentées. Les notations sont les mêmes que pour la figure 5.16.

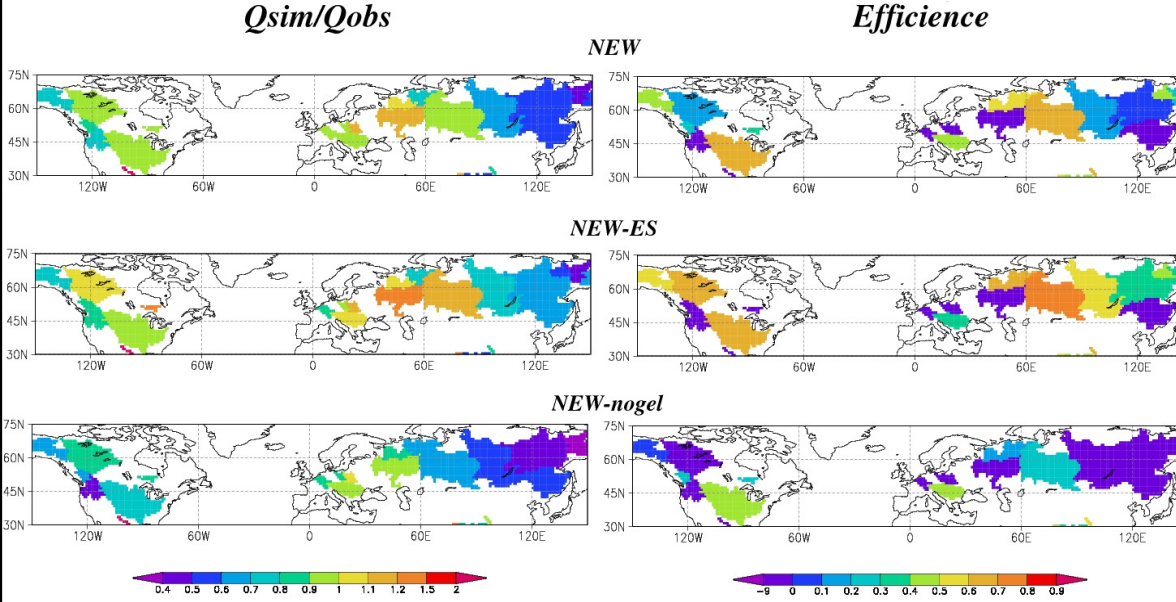



**Figure 6.21 – Rapport entre les débits simulés et observés ($Q_{sim}/Q_{osb}$) à gauche et les efficiences mensuelles à droite, aux stations les plus en aval des bassins des hautes latitudes considérés à l'échelle globale.** Les simulations avec le schéma de neige explicite (*NEW-ES*) et sans le ruissellement sur sol gelé (*NEW-nogel*) sont représentées. Les rapports acceptables sont montrés en vert clair et jaune. Les efficiences satisfaisantes sont données en marron et rouge.

## 6.2.3 - Discussion

L'intercomparaison GSWP-2 indique la simulation des débits des grands fleuves est très sensible aux modèles de surface utilisés. Les distributions des rapports et des efficiences entre les débits simulés par plusieurs LSMs et les observations confirment cette tendance (Fig. 6.22). On pourra aussi remarquer que la simulation de base d'ISBA (*dt92_B0_ISLSCP*) est proche du produit multi-modèle en terme de qualité globale des débits simulés, même si cette qualité est plutôt faible. En effet, la distribution des rapports annuels pour chaque modèle, ainsi que pour le produit multi-modèle, montre que les débits simulés sont surestimés sur une majorité de stations ce qui implique des efficiences mensuelles assez faibles. L'utilisation des précipitations alternatives tend en général à améliorer ces rapports et la qualité des débits simulés par chaque LSM. La comparaison des distributions (Fig. 6.22) montre par ailleurs le fait que les incertitudes des simulations hydrologiques liées aux précipitations sont au moins aussi importantes, voire plus, que la différence entre chaque modèle. La figure (6.23) montre que les biais des simulations des débits diminuent avec la densité d'observation des précipitations. Cette diminution est générale pour chaque modèle et confirme l'importance des précipitations pour les simulations hydrologiques globales, quel que soit le modèle de surface utilisé. Il est tout de même important de souligner que GSWP-2 n'a pas forcément vocation à fournir des débits de qualité puisque son principal but est de proposer un produit global d'humidité du sol. Or, comme nous l'avons déjà dit, une humidité de sol réaliste n'est pas forcément corrélée avec des débits simulés acceptables.

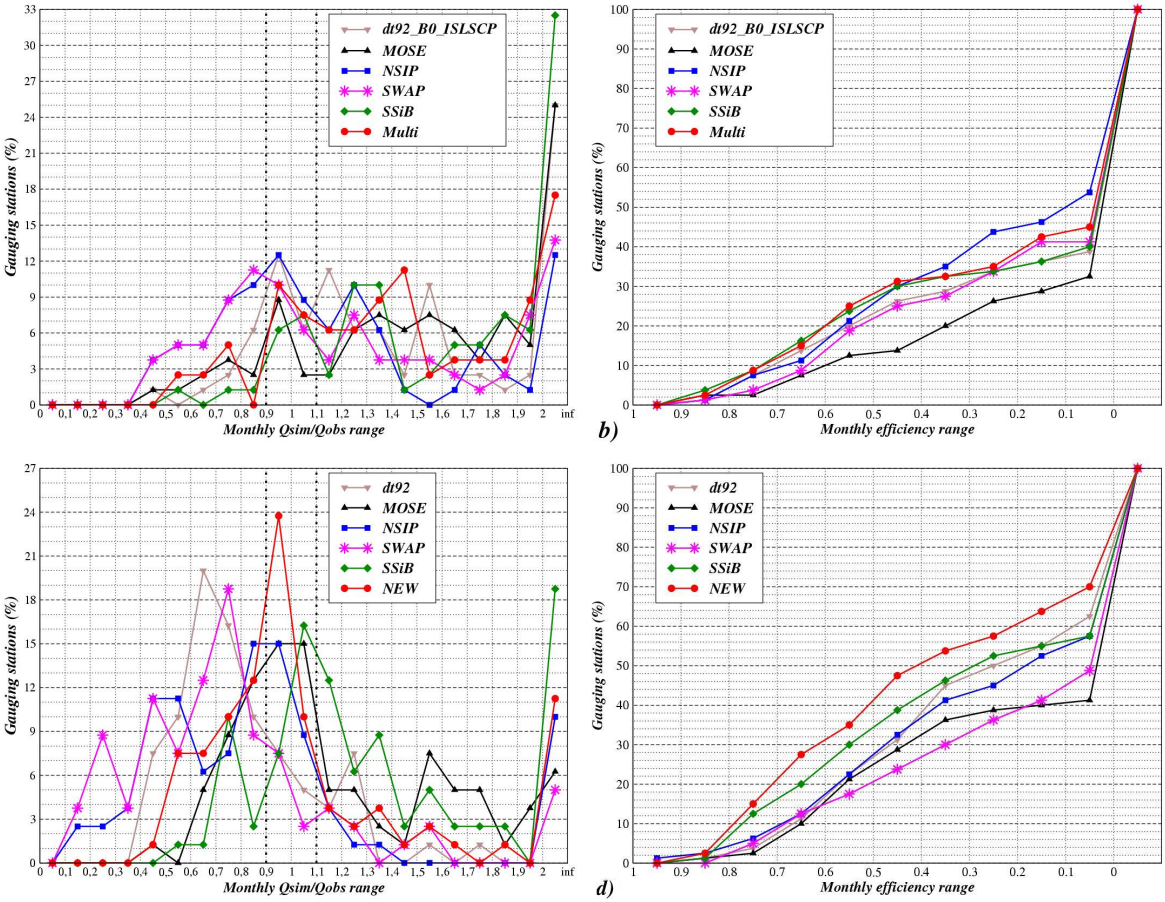



**Figure 6.22 – Distributions des rapports $Q_{sim}/Q_{obs}$ et des efficiences à l'échelle globale.** Les rapports **(a)** et les efficiences **(b)** des débits simulés par chaque simulation de base GSWP-2 et ceux issus du produit multi-modèle sont donnés en haut. Il en va de même pour les simulations utilisant les précipitations alternatives, en bas (c et d), où *NEW* est aussi réprésenté (en rouge).

Finalement, la figure 6.22 montre que la nouvelle version d'ISBA simule globalement des débits de meilleure qualité que les autres modèles. La simulation *dt92* est plus en accord avec les autres LSMs. Les rapports $Q_{sim}/Q_{obs}$ montrent que globalement la quantité annuelle des débits simulés par *NEW* est meilleure que les autres. *NEW* présente aussi des efficiences largement supérieures aux autres modèles, y compris *dt92*. Ces résultats sont confirmés par le fait que les *RMS* des débits simulés par *NEW* diminuent plus rapidement que les autres modèles avec l'augmentation de la densité d'observation des précipitations (Fig. 6.23).

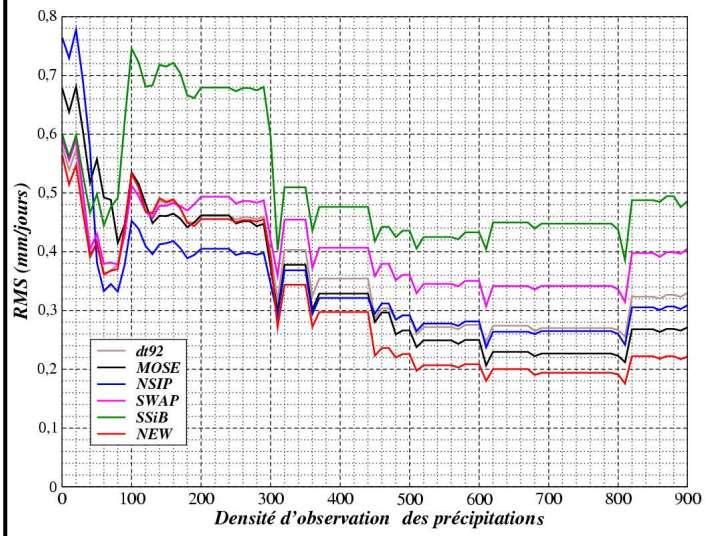



**Figure 6.23 – *RMS* des débits globaux en fonction de la densité d'observation des précipitations ($10^6$km$^{-2}$).** Les simulations d'autres modèles utilisant les précipitations alternatives ainsi que l'ancienne et la nouvelle version d'ISBA sont représentés. Une moyenne « cumulée » est effectuée en tenant compte du poid de chaque aire de drainage où la densité d'observation des précipitations est supérieure ou égale à chaque seuil de densité.

Cette remarque doit être tempérée puisque même si toutes ces simulations sont établies avec les mêmes précipitations, les paramètres de surface restent différents (les simulations autres qu'ISBA utilisent les données ISLSCP). Néanmoins, cela signifie aussi que la modélisation hydrologique d'ISBA, ainsi que les améliorations que nous lui avons apportées durant cette thèse, sont globalement satisfaisante au regard des autres simulations.

# 6.3 - Le modèle de routage Trip

Comme nous l'avons déjà fait remarquer, au-delà des processus hydrologiques liés au sol ou à la neige, la non prise en compte de certains phénomènes comme l'apparition d'inondations saisonnières sur la plupart des fleuves d'Afrique centrale et d'Amérique du Sud apparaît problématique. Il semble aussi important de quantifier l'impact que peut avoir un simple modèle de routage comme TRIP sur la simulation des débits.

## 6.3.1 - La représentation d'un réservoir profond et d'une vitesse d'écoulement variable

Le ruissellement total simulé par ISBA est fourni à TRIP qui ne fait aucune distinction entre le ruissellement de surface et le drainage. Or le drainage alimente le plus souvent des réservoirs profonds, ce qui a tendance à retarder sa contribution aux débits des fleuves de quelques jours à quelques mois. De plus, une vitesse d'écoulement constante semble peu réaliste et on est en droit de se demander si cette hypothèse est réellement acceptable. Conformément à Arora et Boer (1999) nous avons alors entrepris d'inclure dans TRIP la représentation d'un réservoir profond et d'une vitesse variable.

En plus du réservoir de surface, $S$ (Eq. 3.3), l'équation pronostique du réservoir profond, $G$ (kg), s'écrit de la façon qui suit :

$$\frac{\partial G}{\partial t} = Q_{in}^{G} - Q_{out}^{G} \tag{6.1}$$

où le flux d'eau entrant, $Q_{in}^{G}$, est égal à $Q_{sb}$ exprimé en kg.s$^{-1}$. Le flux sortant, $Q_{out}^{G}$ (kg.s$^{-1}$), est supposé être une fonction linéaire de la quantité d'eau stockée dans ce réservoir :

$$Q_{out}^{G} = \frac{1}{\tau_g} G \tag{6.2}$$

où $\tau_g$ (s) est une constante de temps déterminée suivant Arora et Boer (1999) en fonction de la texture dominante du sol dans la maille donnée par ECOCLIMAP. Pour une maille caractérisée en majorité par des textures grossières (sable), moyennes (limon) ou fines (argile), cette constante est respectivement égale à 10 jours, 30 jours ou 60 jours. le flux de masse entrant dans le réservoir de surface est alors donné par la somme du flux de masse sortant des mailles amont adjacentes, du ruissellement de surface simulé par ISBA et du flux sortant, $Q_{out}^{G}$, du réservoir profond de la maille.

La prise en compte d'une vitesse d'écoulement variable a été effectuée à la manière d'Arora et Boer (1999) où la section du fleuve est supposée rectangulaire. La vitesse d'écoulement, $v$ (Eq. 3.4) est alors exprimée en fonction de la formule de Manning suivante :

$$v = \frac{\sqrt{s}}{n} R^{2/3} = \frac{\sqrt{s}}{n} \left( \frac{W h_s}{W + 2h_s} \right)^{2/3} \tag{6.3}$$

où $s$ (m.m$^{-1}$) est la pente à la surface de l'eau supposée égale à celle du lit du fleuve dans la maille fournie par la base de donnée ISLSCP, $n$ le coefficient de Manning assimilable à une rugosité, $R$ (m) le rayon hydraulique, $W$ la largeur du fleuve et $h_s$ (m) la hauteur d'eau dans le fleuve. Cette hauteur d'eau est calculée en fonction de la masse d'eau stockée dans le réservoir de surface du réseau hydrologique, $S$ :

$$h_s = \frac{S}{\rho_w L W} \tag{6.4}$$

où nous rappelons que $\rho_w$ (kg.m$^{-3}$) est la densité de l'eau et $L$ (m) la longueur du segment de rivière donné par TRIP tenant compte d'un coefficient de méandrement uniforme et égal à 1.4. La largeur du fleuve peut être estimée en chaque section de la rivière grâce à une relation géomorphologique établie sur des bassins du Midwest américain. Celle-ci le lie aux débits annuels moyens, $Q_A$ (m3.s-1), passant à travers chaque section du réseau hydrographique (Arora et Boer 1999, Lucas-Picher et al. 2004) et aux débits annuels moyens de son embouchure, $Q_{A,mouth}$ (m3.s-1) :

$$W = max\left[25, \left(10^{-4} Q_{A,mouth} + 6\right) Q_A^{0,5}\right] \tag{6.5}$$

Les débits annuels moyens en chaque section du réseau hydrographique sont déterminés via les observations du GRDC. Lorsque sur certaines régions ces observations ne sont pas disponibles, la base de données globale de ruissellement proposée par Cogley (1998) est utilisée. Pour les fleuves des hautes latitudes, nous avons pris le maximum annuel au lieu de la moyenne en faisant l'hypothèse que la morphologie du lit de ces fleuves est largement influencée par les débits printaniers intenses suite à la fonte des neiges. Les largeurs des fleuves obtenues à leurs embouchures semblent acceptables comparées aux observations sur l'Amazone (16km calculés contre 15km observés) et le Mississippi (1.3km/1.25km) données par Arora et Boer (1999).

Le coefficient de Manning est lui plus délicat à déterminer et varie souvent de 0.03 à 0.1 suivant la hauteur d'eau dans le fleuve, la rugosité du lit de la rivière, la présence de végétation, etc. Nous avons donc décidé de le faire varier linéairement sur chaque bassin en fonction de la largeur minimum et maximum du fleuve calculée précédemment. Ainsi, *n* évolue de 0.03 à 0.1, de l'embouchure vers l'amont, là où les hauteurs d'eau sont généralement plus faibles.

## 6.3.2 - La représentation des plaines d'inondation saisonnières

Comme le montre la figure 6.24 établie grâce aux données satellites de Prigent et al. (2001), les plaines d'inondation sont nombreuses à travers le globe. Leurs prises en compte dans des modélisations de surface reste pourtant négligées. Seul le modèle de surface ORCHIDEE du Laboratoire de Météorologie Dynamique couplé avec le modèle de routage des fleuves développés par Ducharne et al. (2003) tente de représenter ce processus. Lorsque une inondation est repérée, tout le surplus d'eau généré par cette inondation est instantanément ré-infiltré dans le sol profond du LSM pour pouvoir permettre son évaporation. Nous avons décidé d'opter pour une paramétrisation plus ambitieuse où les plaines d'inondation sont représentées par un nouveau réservoir dont la dynamique est fonction des équations de Manning et de la topographie présente au sein de la maille. TRIP est couplé avec ISBA une fois par jour. Cette approche permet la représentation explicite d'une fraction d'inondation au sein de la maille, de la ré-infiltration de l'eau en fonction de la fraction saturée calculée par TOPMODEL, de l'évaporation directe de ces inondations et de sa prise en compte dans le bilan d'énergie à l'interface continent-atmosphère.

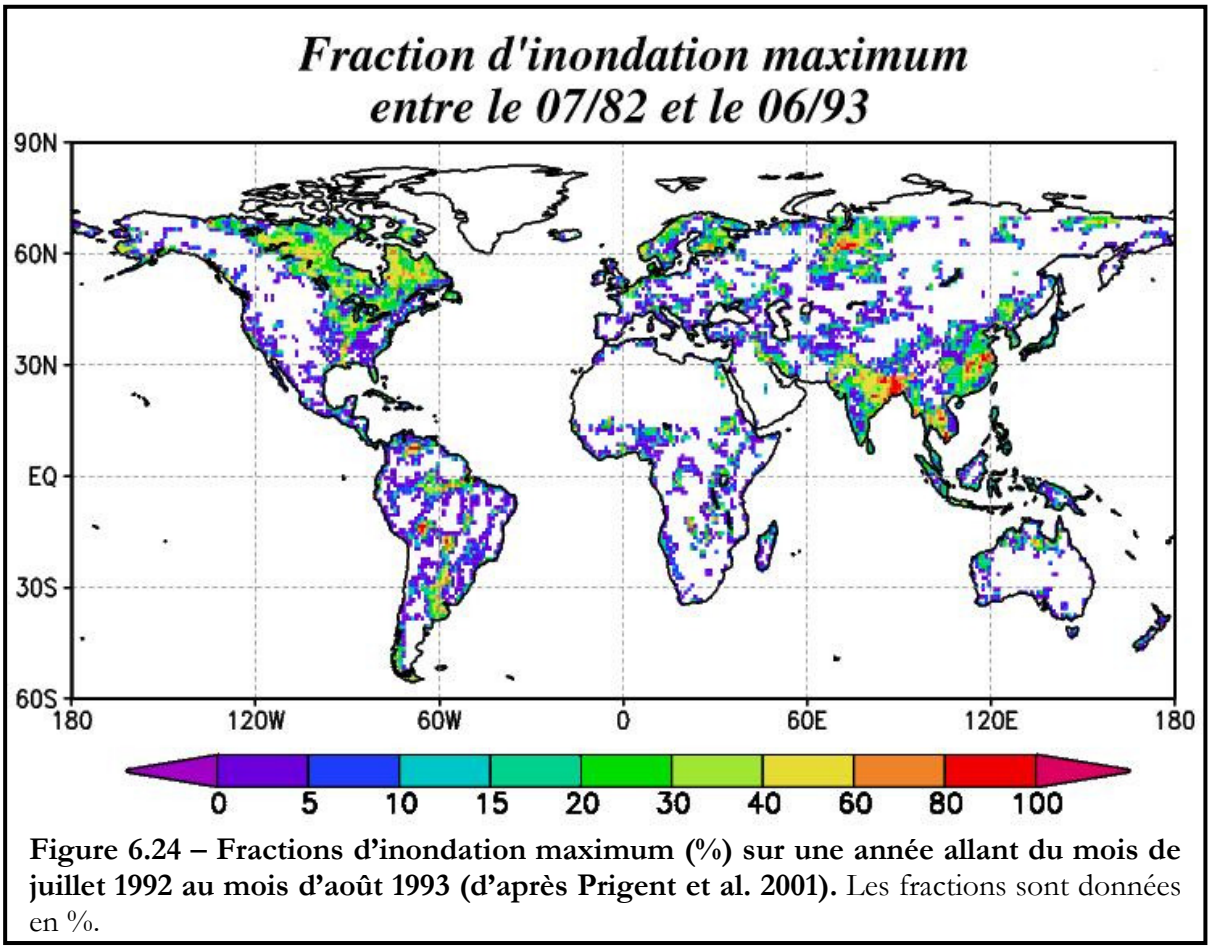



**Figure 6.24 – Fractions d'inondation maximum (%) sur une année allant du mois de juillet 1992 au mois d'août 1993 (d'après Prigent et al. 2001).** Les fractions sont données en %.

Un nouveau réservoir, supposé lui aussi de section rectangulaire, représentant la masse d'eau stockée dans ces plaines d'inondation, $F$ (kg), est introduit dans TRIP et son évolution temporelle est couplée avec celle du réservoir de surface, $S$ (kg), dans chaque maille du réseau hydrologique où des inondations sont présentes (déterminé via les observations de Prigent et al. 2001) :

$$\frac{\partial S}{\partial t} = Q_{in} + Q_{out}^{F} - Q_{in}^{F} - Q_{out} \tag{6.6}$$

$$\frac{\partial F}{\partial t} = Q_{in}^{F} + \frac{A}{\tau}\left(P_f - I_f - E_f\right) - Q_{out}^{F} \tag{6.7}$$

où $Q_{out}^{F}$ et $Q_{in}^{F}$ (kg.s$^{-1}$) représentent respectivement les flux de masse latéraux sortant et entrant dans le réservoir d'inondation, $A$ (m$^2$) la surface de la maille minorée de la surface du fleuve ($WL$), $\tau$ (s) la constante de temps égale à un jour et $P_f$, $I_f$ et $E_f$ (kg.m$^{-2}$) respectivement les précipitations interceptées par les inondations, la ré-infiltration et l'évaporation directe de l'eau inondée cumulées sur une journée et calculées par ISBA (Fig. 6.25).

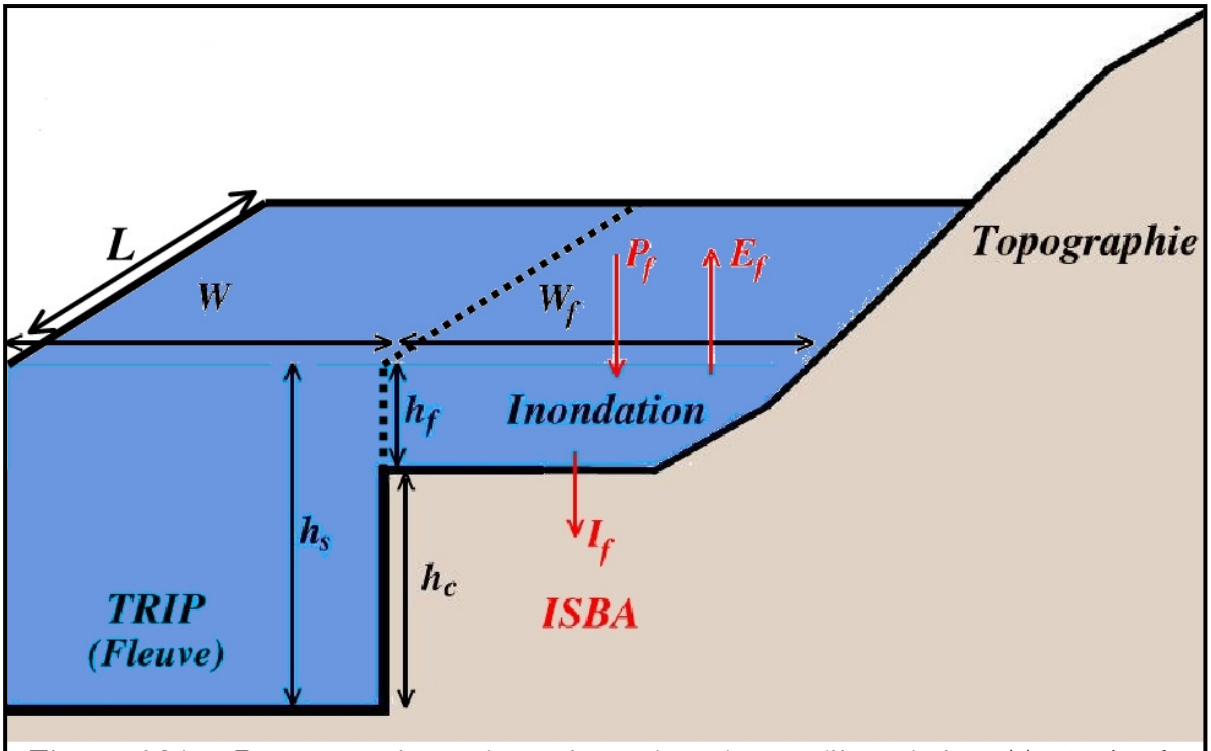



**Figure 6.25 – Représentation schématique du schéma d'inondation.** TRIP gère le mécanisme d'inondation où $W$, $h_s$ et $h_c$ représente la largeur, la hauteur d'eau et la hauteur caractéristique du lit du fleuve. $W_f$ et $h_f$ sont la longueur et la hauteur des inondations déterminées à partir de la topographie. ISBA calcul « l'interception » des précipitations par les plaines d'inondation, $P_f$, l'évaporation directe de l'eau libre en surface, $E_f$, et la ré-infiltration de cette eau dans le sol, $I_f$.

Lorsque la hauteur du fleuve, $h_s$ (Eq. 6.4) est supérieure à la hauteur critique du lit du fleuve, $h_c$ (m), les inondations se produisent. Les réservoirs de surface et d'inondation sont supposés à l'équilibre, c'est-à-dire que la masse d'eau entrant dans le réservoir d'inondation ne peut pas être supérieure à la masse d'eau du fleuve excédentaire, $M_{ex}$ (kg), définie comme suit grâce à la hauteur critique du lit du fleuve et à la hauteur d'eau des inondations, $h_f$ (m) :

$$M_{ex} = S - \left(h_c + h_f\right)\rho_w LW \tag{6.8}$$

Dans se cas, le flux de masse entrant dans le réservoir d'inondation est donné conformément à l'équation 3.4 par :

$$Q_{in}^{F} = \frac{v_{in}}{W + W_f} max(0, M_{ex}) \tag{6.9}$$

où $v_{in}$ (m.s$^{-1}$) est la vitesse d'écoulement de l'eau du fleuve vers le réservoir d'inondation et $W_f$ (m) est la largeur du réservoir d'inondation. $W+W_f$ représente la distance parcourue par l'eau en excès pour remplir le réservoir d'inondation.

Lorsque la hauteur du fleuve devient inférieure à la hauteur des inondations alors le réservoir inondé se vide dans le fleuve. L'hypothèse d'équilibre entre ces réservoirs impose deux cas à considérer pour déterminer le flux de masse sortant du réservoir inondé. Quand la masse de ce réservoir est inférieure à la masse de fleuve potentiellement déficitaire, $M_{def}$ (kg), vis-à-vis de la masse des inondations alors toute cette masse peut contribuer au remplissage du fleuve. Lorsque ce n'est pas le cas et que $F$ est supérieur à $M_{def}$, seule la différence entre ces deux masses peut contribuer au remplissage du fleuve. Le flux sortant du réservoir inondé s'écrit alors :

$$Q_{out}^{F} = \frac{v_{out}}{W + W_f}\left[\delta F + (1-\delta) max(0, M_{def})\right] \quad \begin{vmatrix} \delta = 0 & \forall F > M_{def} \\ \delta = 1 & \forall F \le M_{def} \end{vmatrix} \tag{6.10}$$

où par définition $M_{def} = -M_{ex}$ et $v_{out}$ (m.s$^{-1}$) est la vitesse d'écoulement des inondations vers le fleuve.

Les vitesses d'écoulement du fleuve vers le réservoir d'inondation et des inondations vers le fleuve sont calculées grâce à l'équation de Manning (Eq. 6.3) où le rayon hydraulique, $R_f$ (m) à l'interface de ces deux réservoirs s'écrit :

$$R_f = \frac{L\left|max(0, h_s - h_c) - h_f\right|}{L + 2\left|max(0, h_s - h_c) - h_f\right|} \tag{6.11}$$

La pente, $s_{in}$ (m.m$^{-1}$), entre la lame d'eau sortant du fleuve et entrant dans les plaines d'inondation et la pente, $s_{out}$ (m.m$^{-1}$), entre la lame d'eau sortante du réservoir inondé et entrante dans le fleuve sont données par :

$$\begin{vmatrix} s_{in} = \dfrac{max\left[0, h_s - (h_c + h_f)\right]}{W + W_f} \\ s_{out} = \dfrac{max\left[0, (h_c + h_f) - h_s\right]}{W + W_f} \end{vmatrix} \tag{6.12}$$

Les vitesses d'écoulement du fleuve vers le réservoir d'inondation, $v_{in}$, et des inondations vers le fleuve, $v_{out}$, s'écrivent alors :

$$\begin{vmatrix} v_{in} = \dfrac{\sqrt{s_{in}}}{n_f} R_f^{2/3} \\ v_{out} = \dfrac{\sqrt{s_{out}}}{n_f} R_f^{2/3} \quad \forall F > 0 \end{vmatrix} \tag{6.13}$$

où $n_f$ est le coefficient de Manning pour les plaines d'inondation supposé uniforme et égal à 0.1.

La hauteur d'eau dans les plaines d'inondation, $h_f$, est calculée à l'aide de la topographie sous maille. Pour des raisons importantes à l'échelle globale de flexibilités et de coût numérique, la distribution spatiale des hauteurs, $h_i$ (m), dans chaque maille est approchée par une distribution gamma à trois-paramètres (Eq. 4.21), $\delta(h_i)$, similaire à celle utilisée pour les indices topographiques de TOPMODEL. Pour chaque hauteur au sein de la maille, un volume d'inondation peut être déterminé grâce à la fonction suivante :

$$V(h_i) = h_i A \int_{h_{min}}^{h_i} \delta(h_i) dh_i \quad \forall h_i \le h_{max} \tag{6.14}$$

où $h_{min}$ et $h_{max}$ sont les hauteurs minimum et maximum au sein de la maille. Cette fonction est calculée numériquement grâce à la fonction gamma incomplète généralisée de Gautschi (1979). Le volume d'eau contenu dans le réservoir inondé, $V_f = F/\rho_w$, est comparé à chaque pas de temps à la fonction $V(h_i)$ dans le but de déterminer $h_f$. Pour des raisons de temps de calcul mais aussi de précision, la comparaison entre $V_f$ et la fonction $V(h_i)$ sert à déterminer un volume supérieur, $V_{sup}$, et un volume inférieur, $V_{inf}$, tel que $V_{inf} \le V_f \le V_{sup}$, auxquels correspondent une hauteur d'eau supérieure, $h_{sup}$, et inférieure, $h_{inf}$, tel que $h_{inf} \le h_f \le h_{sup}$. Ainsi, la hauteur d'eau dans les plaines d'inondation est donnée par :

$$h_f = max\left[0.1, h_{inf} + (V_f - V_{inf})\frac{h_{sup} - h_{inf}}{V_{sup} + V_{inf}}\right] \tag{6.15}$$

La largeur, $W_f$, du réservoir d'inondation ainsi que la fraction d'inondation au sein de la maille, $f_{flood}$, peuvent être alors déterminées :

$$\begin{cases} W_f = \dfrac{V_f}{h_f L} \\ f_{flood} = \dfrac{L W_f}{A} = \dfrac{V_f}{h_f A} \end{cases} \tag{6.16}$$

Pour pouvoir tenir compte des plaines d'inondation dans le bilan d'énergie d'ISBA, ces dernières y sont représentées comme un composite à part entière. Une fraction de végétation recouverte par les inondations, $p_{f,veg}$, ainsi qu'une fraction effective de la surface masquée par les inondations, $p_{ff}$, sont alors déterminées au sein de la maille ISBA. La fraction de la surface recouverte par la neige, $p_n$, (Eq. 2.68) est aussi recalculée en supposant que le manteau neigeux, en présence d'inondations, est recouvert par ces dernières :

$$\begin{cases} p_{f,veg} = min\left[h_f / (h_f + 5z_0), f_{flood}\right] \\ p_{ff} = (1 - veg) f_{flood} + veg\ p_{f,veg} \\ p_n = (1 - f_{flood})(1 - veg) p_{n,sol} + veg(1 - p_{f,veg}) p_{n,veg} \end{cases} \tag{6.17}$$

La rugosité de la surface est recalculée en tenant compte de la rugosité de l'eau libre en surface, $z_{of}$, déterminee grâce à la relation de Charnock :

$$z_{0f} = 0.015 \frac{C_H V_a^{\ 2}}{g} \tag{6.18}$$

où $C_H$ est le coefficient d'échange aérodynamique, $V_a$ (m.s$^{-1}$) la vitesse du vent et g (m.s$^{-2}$) l'accélération de la pesanteur. L'albédo et l'émissivité moyenne au sein de la maille sont eux

aussi recalculés en tenant compte de l'albédo et de l'émissivité de l'eau. Finalement, le coefficient d'inertie thermique du composite sol-végétation-neige-inondation, $C_T$, est réajusté en tenant compte de l'inertie thermique de l'eau.

Les calculs des termes d'évapotranspiration déterminés par ISBA sont modifiés en présence des inondations. L'évaporation sur sol nu (Eq. 2.16) et la sublimation de la glace (Eq. 2.20) sont maintenant calculées en tenant compte de la fraction $(1 - f_{flood})$et l'évapotranspiration de la végétation (Eq. 2.20 et 2.22) en tenant compte de la fraction $(1 - p_{f,veg})$. L'évaporation directe de l'eau contenue dans les plaines d'inondation est déterminée comme suit :

$$E_f = p_{ff} \rho_a C_H V_a [q_{sat}(T_s, P_s) - q_a] \tag{6.19}$$

En faisant l'hypothèse que la neige qui tombe sur la région de la maille inondée fond instantanément, les précipitations interceptées par les plaines d'inondations sont données simplement par :

$$P_f = p_{ff} S_r + f_{flood} I_p \tag{6.20}$$

où $I_p$ est l'infiltration potentielle dans le sol (eq. 2.9) suite à l'interception de la pluie par la végétation. La ré-infiltration de l'eau inondée est calculée en tenant compte de la fraction saturée TOPMODEL et de la capacité maximale d'infiltration du sol (section 4.4) :

$$\begin{cases} I^*_{flood,p} = max(0, f_{flood} - f_{sat}) I_{flood,p} \\ I_f = I^*_{flood,p} - \left[ (1 - \delta_f) max(0, I^*_{flood,p} - \overline{I_{unf}}) + \delta_f \, max(0, I^*_{flood,p} - \overline{I_f}) \right] \end{cases} \tag{6.21}$$

où $I_{flood,p}$ est l'infiltration potentielle donnée par TRIP et équivalente à la masse $F$ exprimée en kg.m$^{-2}$.s$^{-1}$ :

$$I_{flood,p} = \frac{F}{A\tau} = \frac{V_f \rho_w}{A\tau} \tag{6.22}$$

Comme ISBA et TRIP ne sont couplé qu'une fois par jour, cette infiltration potentielle et la fraction $f_{flood}$, sont réajustées en fonction de $I_f$ à chaque pas de temps d'ISBA grâce aux équations 6.16 et 6.22 :

$$\begin{cases} I^{t+1}_{flood,p} = I^t_{flood,p} - I^t_f \\ f^{t+1}_{flood} = \dfrac{\tau}{\rho_w h_f} I^{t+1}_{flood,p} \end{cases} \tag{6.23}$$

Finalement, la hauteur critique du lit du fleuve, $h_c$, peut être estimée par le débit, $Q$ (m$^3$.s$^{-1}$), qui passe à travers une section de fleuve grâce à la relation de Manning :

$$Q = vWh_c = Wh_c \frac{\sqrt{s}}{n} \left( \frac{Wh_c}{W + 2h_c} \right)^{2/3} \tag{6.24}$$

En faisant l'hypothèse que $W >> h_s$, l'inversion de l'équation 6.24 permet d'obtenir une relation en chaque point du réseau hydrographique entre $h_c$ et les débits :

$$h_c = \left( nQ_{mth,min} / W\sqrt{s} \right)^{3/5} \tag{6.25}$$

où $Q_{mth,min}$ (m$^3$.s$^{-1}$) représente le débit du mois où les inondations débutent. Ce mois est repéré grâce aux données de Prigent et al. (2001). Le débit est déterminé à l'aide des cycles annuels

moyens des observations du GRDC où d'un produit global de ruissellement mélant observations et simulations (Fekete et al. 2003) lorsque les débits observés ne sont pas disponibles. Ainsi, les données de Prigent et al. (2001) sont utilisées seulement pour calibrer $h_c$ et demeurent utilisables pour valider les superficies inondées et le cycle annuel des inondations.

### 6.3.3 - Comparaison des débits simulés et observés

Afin de tester l'effet des développements apportés à TRIP, trois simulations additionnelles sont effectuées (Table 6.9). La première ne prend en compte que l'ajout du réservoir profond (*NEW-GR*) puis la seconde ajoute la vitesse variable (*NEW-VV*). Enfin, la dernière simulation tient compte de la paramétrisation des plaines d'inondation (*NEW-FLOOD*). Toutes ces simulations sont effectuées avec la nouvelle hydrologie d'ISBA (*NEW*).

| ***Simulations*** | ***Paramétrisations*** |
|---|---|
| *NEW-GR* | Réservoir profond |
| *NEW-VV* | Réservoir profond + Vitesse variable |
| *NEW-FLOOD* | Réservoir profond + Vitesse variable + Plaines d'inondation |

**Table 6.9 – Résumé des expériences de sensibilité à la physique de TRIP.**

Sur l'Amazone, où la part de l'eau drainée est assez importante, la représentation d'un réservoir profond (*NEW-GR*) tend à retarder les débits simulés (Fig. 6.26).L'introduction de la vitesse variable (*NEW-VV*) entraîne une nette accélération des débits en phase de montée des eaux. L'impact sur les anomalies simulées ne semble pas être significatif. La prise en compte des inondations (*NEW-FLOOD*) tend à réduire les crues et à augmenter les débits de basses eaux. L'impact sur les anomalies simulées semble plus net et assez positif. Sur le Parana, la vitesse variable a un effet trop important lors de la phase de montée des eaux, ce qui dégrade fortement les anomalies simulées (Fig. 6.26). *NEW-GR* tend ici aussi à retarder les débits simulés mais montre un effet plus limité que sur l'Amazone. Comme on pouvait s'en douter, la prise en compte des inondations sur ce bassin a un impact significatif. *NEW-FLOOD* apporte par exemple une amélioration conséquente des anomalies simulées et réduit la quantité des débits simulés. Cependant, la comparaison des cycles annuels montre que les observations sont encore trop surestimées durant la saison des pluies. Sur le bassin du Niger, l'introduction de la vitesse d'écoulement variable a un effet dramatique à Niamey qui ne s'observe pas, plus en amont, à Koulikoro (Fig. 6.26). Néanmoins l'impact de cette modification sur les anomalies simulées semble être assez positif. Comme sur l'Amazone et le Parana, l'effet de l'introduction du réservoir profond est moins significatif. La prise en compte des inondations apparaît majeure sur ce bassin. Les débits à Niamey sont fortement réduits mais l'impact sur les anomalies reste faible. La forte surestimation des débits d'étiage par *NEW-FLOOD* pose la question de la ré-infiltration de l'eau inondée sur le bassin. Il semble que celle-ci ne soit pas assez efficace et génère des zones d'inondations quasi permanentes. A Koulikoro, qui se trouve en amont du delta intérieur et des vastes plaines d'inondation, l'impact de *NEW-FLOOD* sur la quantité des débits simulés est logiquement plus faible. Ce résultat pose à nouveau la question de la qualité des paramètres et du forçage atmosphérique utilisés sur ce bassin. Notre paramétrisation des plaines d'inondation est aussi mise en cause par la dégradation des corrélations entre les anomalies simulées et observées.

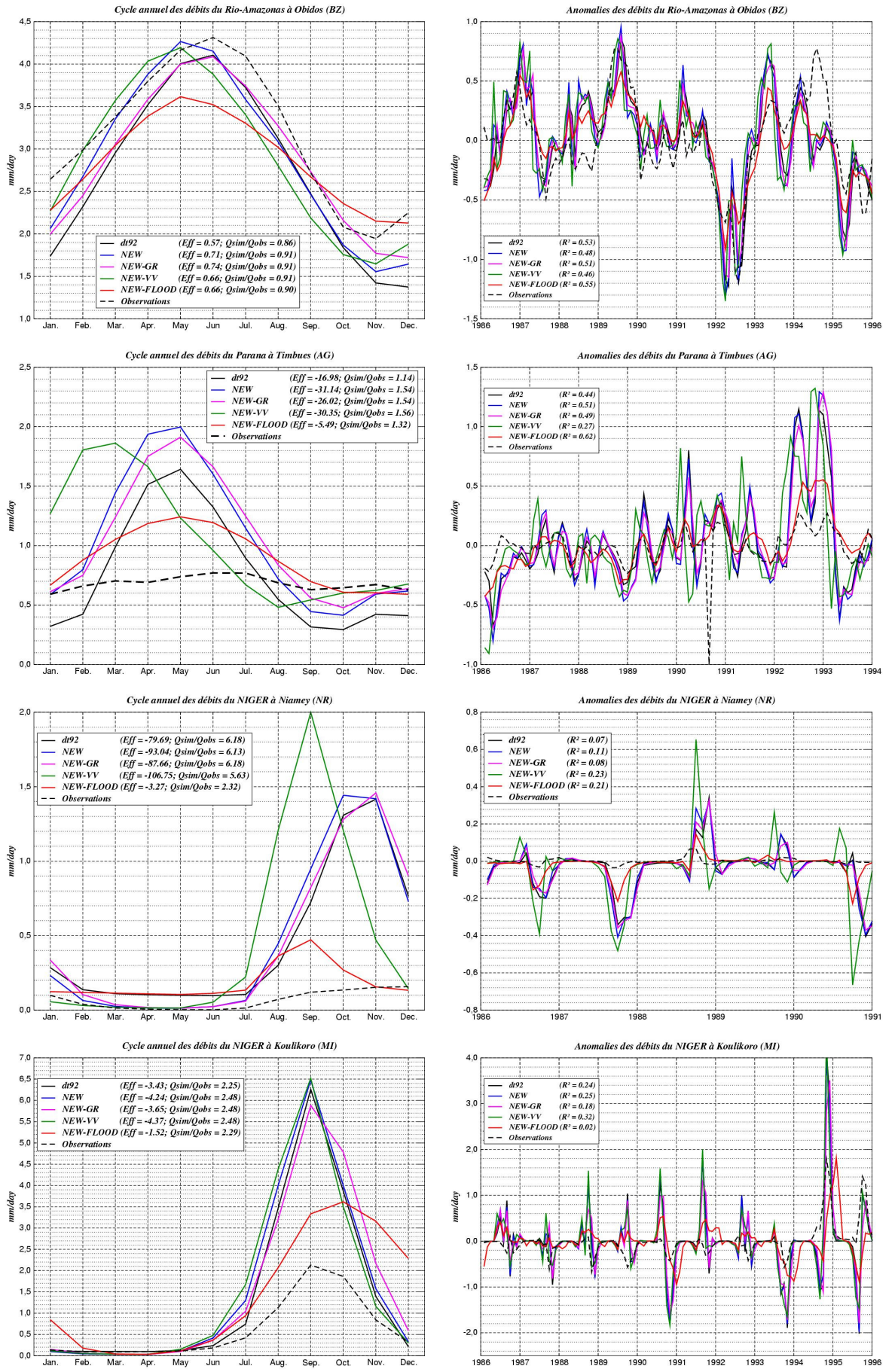



**Figure 6.26 – Comparaison entre les cycles annuels et les anomalies des débits simulés et observés sur les bassins de l'Amazone, du Parana et du Niger à Niamey et Koulikoro.** Les notations sont les mêmes que pour la figure 5.16.

Sur le Niger (Fig. 6.26), l'effet des développements apportés à ISBA apparaît du second ordre par rapport à l'impact de la prise en compte des inondations, comme le montre la comparaison entre *dt92*, *NEW* et *NEW-FLOOD*, ce qui n'est pas le cas des débits simulés sur l'Amazone et le Parana. Cependant sur ces deux derniers, la dynamique inter annuelle des débits semble être plus significativement améliorée par la prise en compte des inondations que par la physique du modèle de surface, comme le montre la comparaison des anomalies simulées et observées.

Sur le bassin du Danube, l'impact de la vitesse variable est important alors que la représentation d'un réservoir profond paraît négligeable (Fig. 6.27). Néanmoins, *NEW-VV* dégrade significativement la qualité des débits simulés sur le Danube. L'effet de la prise en compte des inondations est plus positif et montre une nette amélioration de la qualité des débits simulés, comme l'indiquent les statistiques (efficience mensuelle, rapport annuel et corrélation d'anomalies). Cette amélioration reste néanmoins plus faible que les avantages apportés par la nouvelle physique d'ISBA. Sur le bassin du Mississippi, l'impact de la vitesse variable est assez positif comme le montre les efficiences mensuelles et les corrélations d'anomalies. La représentation d'un réservoir profond apparaît là aussi négligeable. A l'inverse du Danube, la prise en compte des inondations ne montre pas d'amélioration des résultats. Les débits en général semblent être sous estimés, surtout les épisodes de crues. Les anomalies inter annuelles simulées sont fortement lissées, ce qui laisse à penser que la dynamique du schéma d'inondation est trop faible sur ce bassin. Finalement, sur ce bassin aussi, la physique d'ISBA reste prépondérante en comparaison de la physique de TRIP, particulièrement sur le cumul annuel des débits simulés.

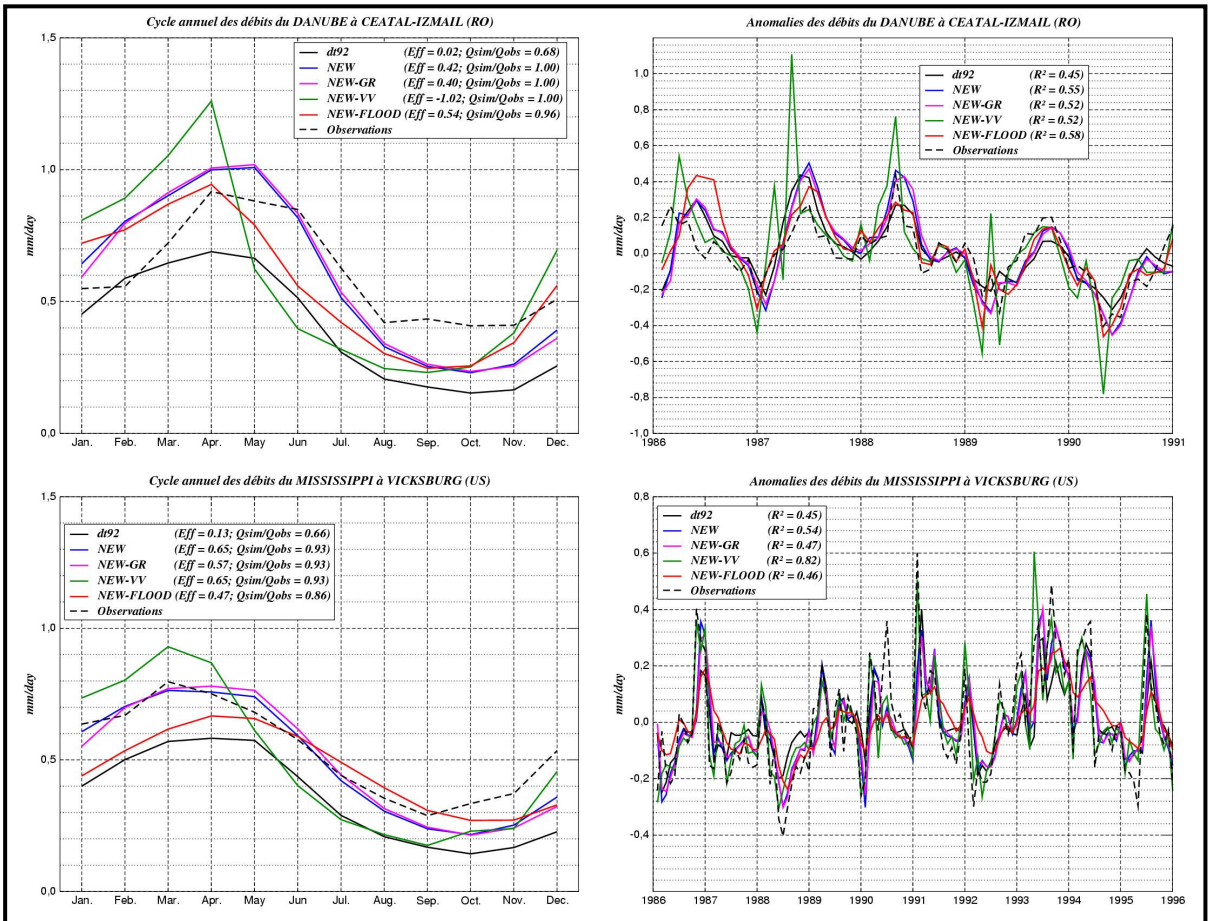



**Figure 6.27 – Comparaison entre les cycles annuels et les anomalies des débits simulés et observés sur les bassins du Danube et du Mississippi.** Les notations sont les mêmes que pour la figure 5.16.

Sur le bassin de l'Ob, la paramétrisation du réservoir profond apparaît négligeable (Fig. 6.28) ce qui est cohérent avec le fait que la majorité des débits résulte du ruissellement de surface sur sol gelé. La représentation de la vitesse d'écoulement variable dégrade dramatiquement la qualité des débits simulés. Au printemps, la masse d'eau considérable libérée par la fonte de la neige qui vient, par ruissellement de surface, alimenter le réservoir de surface de TRIP entraîne une accélération (Eq. 6.3 et 6.4) trop importante des écoulements. La phase de décrue n'en n'est aussi que plus rapide. Cet effet, imputable à la paramétrisation de la vitesse variable, se retrouve sur tous les bassins des hautes latitudes. La prise en compte des inondations tend à diminuer cette accélération dramatique des débits printaniers mais ne parvient pas à annihiler complètement cet effet. Néanmoins, *NEW-FLOOD* montre une amélioration conséquente des anomalies simulées.

Sur le bassin du Gange, la représentation d'une vitesse d'écoulement variable améliore de façon significative la qualité des débits simulés (Fig 6.28). En effet, les efficiences mensuelles et les corrélations des anomalies simulées sont largement meilleures que pour les autres simulations. En règle général, cette amélioration est visible sur tous les fleuves Sud Asiatiques. Sur ces bassins, cette modification est toujours prépondérante sur la physique d'ISBA. Notons aussi que l'impact du réservoir profond n'est pas négligeable. Par ailleurs, la prise en compte des inondations ici est dramatique pour la simulation des débits et fait apparaître un défaut grave de notre modélisation. Ce défaut peut être dû à la paramétrisation elle-même, au mauvais calage de la profondeur du lit du fleuve ou au fait que finalement, dans ces régions, la modélisation de plaines d'inondation n'a pas lieu d'être.

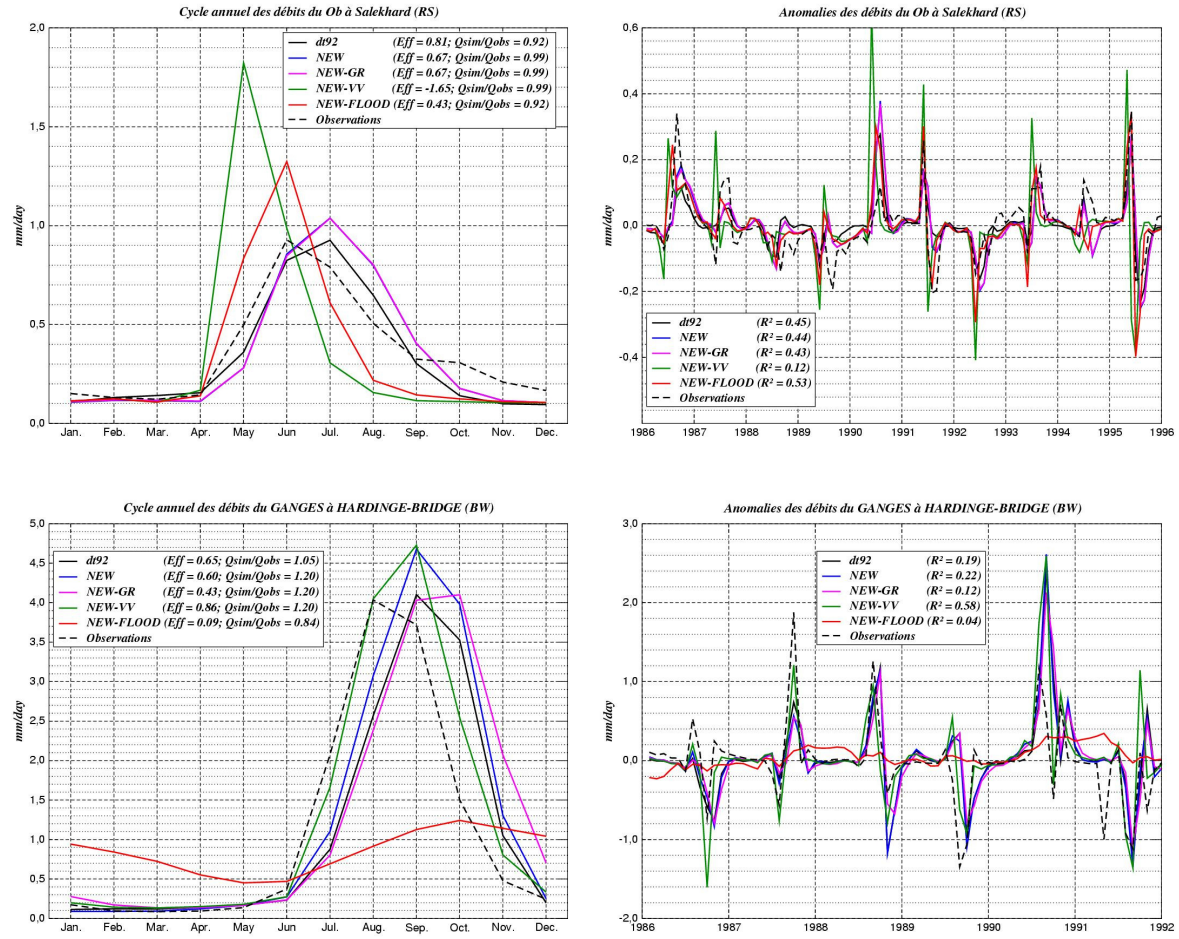



**Figure 6.28 – Comparaison entre les cycles annuels et les anomalies des débits simulés et observés sur les bassins de l'Ob et du Gange.** Les notations sont les mêmes que pour la figure 5.16.

## 6.3.4 - Discussion

Au vu de ces résultats, l'introduction d'un réservoir profond dans TRIP n'apparaît pas primordiale même si son impact est parfois (sur quelques bassins) du même ordre de grandeur qu'une modification de la physique d'ISBA. La comparaison des distributions d'efficience confirme cette remarque (Fig. 6.29). Il permet néanmoins une approche plus physique en tenant compte du partage du ruissellement total simulé par ISBA entre le drainage et le ruissellement de surface. La vitesse d'écoulement variable a beaucoup plus d'impact mais son effet reste mitigé. Sur certains bassins, sa prise en compte montre une amélioration flagrante mais sur d'autres, à l'inverse, elle détériore la qualité des débits simulés. En effet, le pourcentage de bonne efficience est généralement amélioré mais les pourcentages des efficiences moyennes diminuent au profit des mauvaises efficiences (Fig. 6.29). Notre paramétrisation peut être en cause car elle ne permet peut être pas de prendre en compte la véritable morphologie de certains fleuves. Aux hautes latitudes, une modélisation prenant en compte des fleuves de sections rectangulaires ne semble pas pouvoir représenter la réalité. Ces fleuves ont un régime particulier et, lors de la fonte des neiges, leurs largeurs peuvent s'étendre significativement. Il est possible que la géométrie de ces fleuves soit plutôt trapézoïdale, c'est-à-dire que sa largeur en surface augmente avec la montée des eaux, ce qui contribue forcément à atténuer leur vitesse (Eq. 6.3 et 6.4). Un autre processus important à ces latitudes et que l'on ne prend pas en compte réside dans le gel des fleuves qui agit comme une sorte de barrage, contribuant à diminuer leurs vitesses et à étaler les écoulements dans le temps.

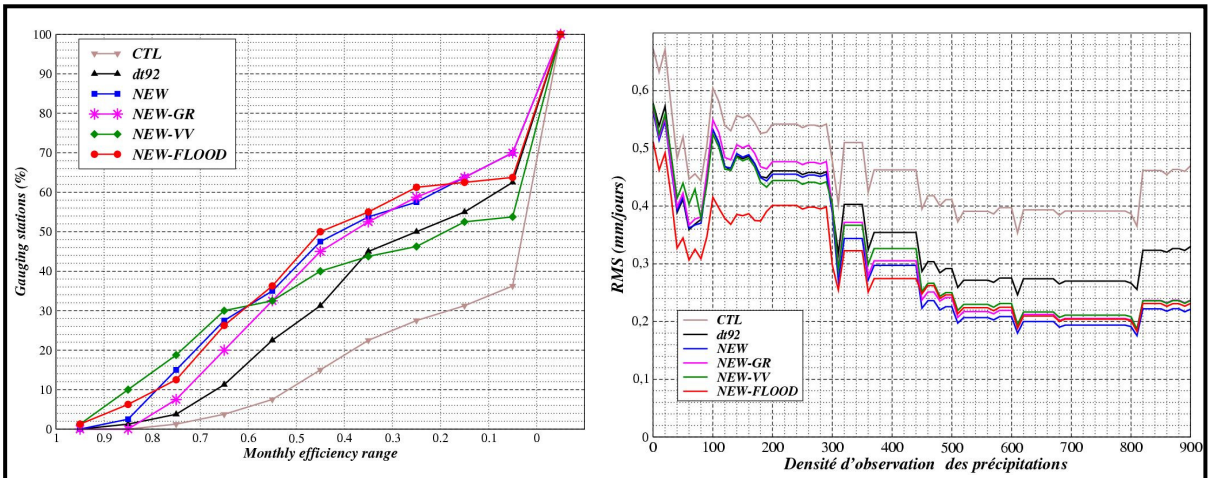



**Figure 6.29 – Distributions cumulées des efficiences à l'échelle globale (à droite) et *RMS* des débits globaux en fonction de la densité d'observation des précipitations (à gauche).** La simulation *CTL* est aussi montrée.

La prise en compte des inondations montre des résultats encourageants même si l'amélioration des efficiences n'est pas flagrante (Fig. 6.29). Sur certains bassins comme le Parana, le Danube ou l'Amazone, la dynamique des anomalies inter annuelles des débits montre une forte amélioration. Sur l'Amazone, la dynamique des inondations, représentée sur la figure 6.30 par l'évolution des fractions d'inondation sur l'année 92/93, est assez bien rendue même si les valeurs absolues ne sont pas comparables. La ré-infiltration de l'eau semble être bien contrôlée sur ce bassin puisque la fraction saturée, qui dépend de l'humidité de la couche racinaire, n'augmente que très peu entre *NEW* et *NEW-FLOOD*. Sur le Parana, l'évolution de la fraction d'inondation semble moins corrélée avec les observations et sa dynamique semble trop faible. La différence de fraction saturée entre *NEW* et *NEW-FLOOD* montre que la ré-infiltration est très importante sur ce bassin. Sur le Niger, cette

paramétrisation laisse aussi entrevoir une dynamique des inondations trop faible. La ré-infiltration de l'eau semble trop importante durant la saison sèche ce qui explique la forte surestimation des débits d'étiage à Niamey (Fig. 6.26). Ce défaut peut être dû à un mauvais calage de la hauteur caractéristique du fleuve, à une évaporation directe de l'eau libre en surface qui n'est peut être pas assez efficace ou à une topographie sous maille dont la résolution spatiale (1km) n'est pas adaptée pour ce bassin plutôt plat. La profondeur des sols peut aussi être un facteur prépondérant. Des sols plus profonds permettraient sûrement de stocker plus d'eau, de limiter les débits du fleuve et la masse des inondations et donc par-là, de réduire la ré-infiltration. Sur le Danube, les observations semblent montrer deux épisodes d'inondation alors que le modèle n'en simule qu'une. La surestimation des inondations de décembre à mars coïncide avec la surestimation des débits sur cette même période (Fig. 6.27) et il est possible qu'ici l'influence des barrages soit importante.

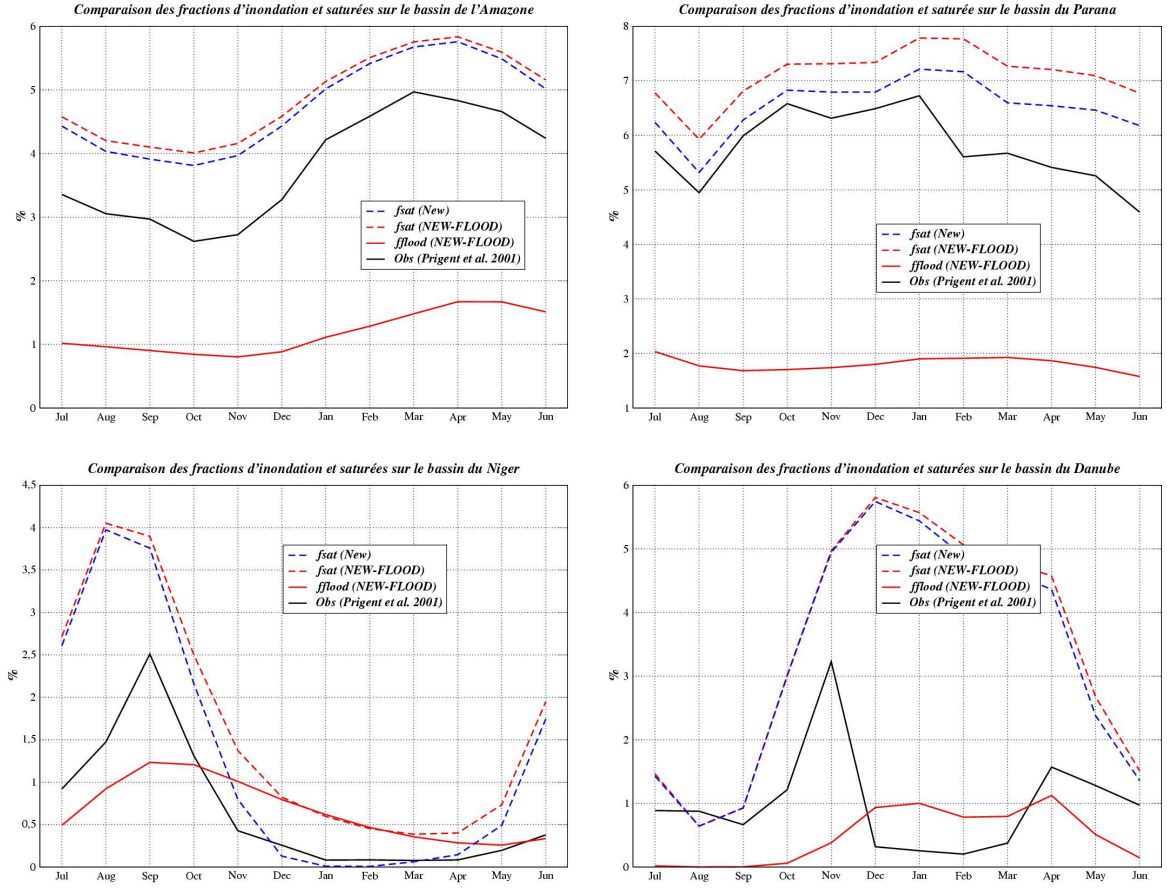



**Figure 6.30 – Comparaison entre les fractions d'inondation moyennes simulées et observées sur le bassin de l'Amazone, du Parana, du Niger et du Danube du 07/92 au 06/93.** Les fractions saturées simulées par *NEW* et *NEW-FLOOD* sont aussi montrées.

Aux hautes latitudes, les incertitudes liées aux processus froids qui pèsent sur notre simulation hydrologique ne permettent pas de trancher en faveur ou défaveur de cette modélisation des inondations. Les défauts imputablent à la vitesse variable ne sont qu'en partie corrigés et pénalisent les débits simulés par *NEW-FLOOD*. Sur l'Ob par exemple, le cycle annuel moyen des débits est assez mal rendu mais l'amélioration de la dynamique des anomalies simulées reste convaincante. Néanmoins, la comparaison des fractions d'inondation simulées et observées montre une forte sous estimation (Fig. 6.31). Ici aussi l'élévation sous maille n'est peut être pas assez précise dans les zones à faible topographie où se développent les inondations, une surestimation des hauteurs des plaines d'inondation

entraînant inévitablement une sous estimation de la surface inondée (Eq. 6.16). De plus, le débit de l'Ob commence en avril lorsque les inondations provenant de la fonte de la neige cassent la couverture de glace qui emprisonne le fleuve (Kouraev et al. 2004). Nous pouvons alors penser que la modélisation du gel et du dégel des fleuves est indispensable à ces latitudes. Finalement sur les bassins du sud de l'Asie, les inondations ont un impact dramatique sur les débits simulés (Fig. 6.28). Dans ces régions, les fractions d'inondation données par Prigent et al. (2001) semblent être en fait de l'irrigation (pour la culture du riz). La comparaison avec d'autres cartes globales de « surfaces humides » semble confirmer cette remarque (Prigent et al. 2001). Tout ceci montre que ce schéma d'inondation n'est au jour d'aujourd'hui qu'un prototype qui demande à être travaillé, même si ces premiers résultats semblent encourageants.

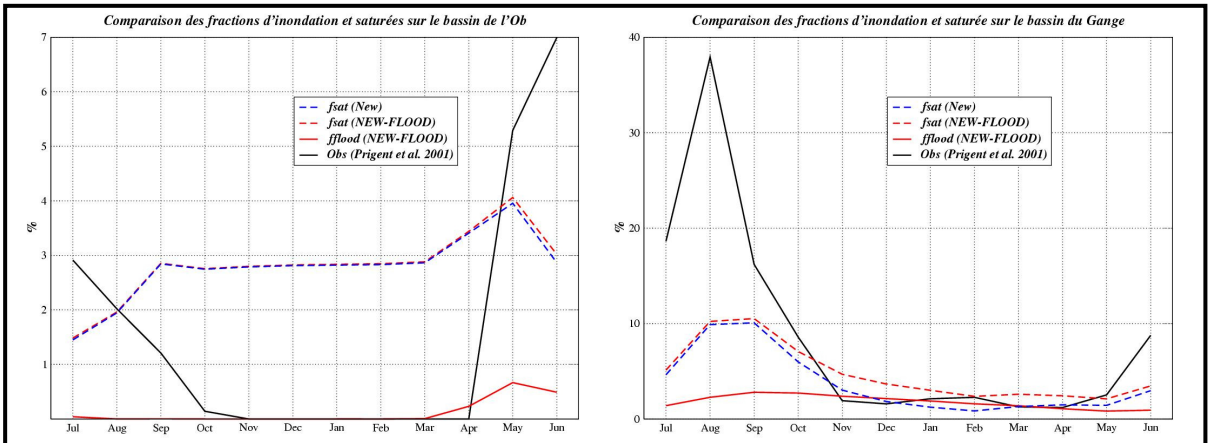



**Figure 6.31 – Comparaison entre les fractions d'inondation moyennes simulées et observées sur le bassin de l'Ob et du Gange du 07/92 au 06/93.** Les fractions saturées simulées par *NEW* et *NEW-FLOOD* sont aussi montrées.

Pour finir, la comparaison des efficiences (Fig. 6.29) montre que globalement, la physique d'ISBA est prépondérante en comparaison des développements apportés à TRIP, mis à part la vitesse d'écoulement variable qui influence dramatiquement le débit des fleuves des hautes latitudes. L'amélioration des efficiences de *CTL* à *dt92*, de *CTL* à *NEW* ou de *dt92* à *NEW* est largement plus marquée que les variations dues à TRIP. Cette remarque est en partie confirmée par les *RMS* des débits simulés représentés en fonction de la densité d'observation des précipitations.

# Synthèse du chapitre 6

**Préambule :**

Nous avons entrevu au chapitre précédent que la validation des développements apportés à ISBA est délicate à l'échelle globale vis-à-vis des incertitudes qui pèsent sur les simulations hydrologiques. Ces dernières semblent être fortement influencées par la qualité des paramètres de surface et du forçage atmosphérique. Néanmoins, la physique des modèles de surface et du modèle de routage peut aussi être une cause d'incertitude qu'il nous a paru bon de quantifier.

**Questions/réponses :**

### 1. Quelle est l'influence des paramètres d'entrées des LSMs ?

Sur le bassin du Rhône, la comparaison des forçages atmosphériques Rhône-AGG et GSWP-2 montre que le produit de base donné par GSWP-2 est d'une qualité douteuse sur ce bassin. En effet, les précipitations de base sont largement plus intenses que celles fournies par l'analyse à haute résolution SAFRAN. Les précipitations alternatives, que nous avons utilisées à l'échelle globale pour la validation d'ISBA sont, elles, en meilleur accord. Il en est de même pour les paramètres de surface, même si les profondeurs ou les fractions de végétation GSWP-2 sont assez différentes de celles fournies par Rhône-AGG. Les expériences croisées ont montré que le problème majeur des simulations GSWP-2 repose sur les précipitations de base qui entraînent une surestimation dramatique des débits. L'utilisation des précipitations alternatives permet de revenir à des simulations de débits plus acceptables. D'autres expériences montrent aussi que les biais des autres variables atmosphériques, qui tendent à favoriser l'évapotranspiration plutôt que le ruissellement, sont préjudiciables pour la bonne restitution des débits. Sur ce point, la qualité des paramètres de surfaces montre une influence moindre mais non négligeable. Par contre, leur effet est considérable sur la climatologie de l'humidité du sol simulée alors que celle du forçage atmosphérique semble plus négligeable. Ceci montre qu'une simulation acceptable des débits ne garantit pas une représentation réaliste de l'eau du sol. Finalement, une dernière série d'expérience utilisant trois physiques différentes au sein d'ISBA montre qu'il est difficile de valider les paramétrisations si, tout d'abord, les précipitations ne sont pas acceptables. L'influence des paramètres de surface peut aussi être importante. La simulation des débits avec les paramètres de surface GSWP-2 ne montre aucune amélioration suite à l'ajout des différentes paramétrisations testées au chapitre 4 avec les données Rhône-AGG. Ceci pose aussi la question de la robustesse de nos paramétrisations vis-à-vis de ces derniers.

### 2. Quel est l'impact de ces incertitudes à l'échelle globale ?

A l'échelle globale un jeu de simulations, menées avec les deux produits de précipitations fournis par GSWP-2 ainsi qu'avec les paramètres de surface ISLSCP et ECOCLIMAP, montre que les conclusions de l'étude précédente peuvent s'appliquer à l'échelle globale. Sur les fleuves bien documentés (Europe et USA) en terme de densité d'observation des précipitations, les simulations montrent que l'amélioration des débits simulés due à la physique d'ISBA est d'un second ordre comparée aux biais liés aux précipitations ou, dans une moindre mesure, aux paramètres de surfaces. Ceci confirme le fait que les précipitations de base GSWP-2 ne sont pas viables pour des simulations hydrologiques sur l'Europe ou les Etats Unis et pour la validation des LSMs. Néanmoins, sur d'autres régions, c'est l'impact des paramètres de surface et des profondeurs de sol qui jouent un rôle prépondérant face à la physique utilisée dans ISBA. Ces remarques peuvent être étendues aux fleuves des hautes latitudes. En résumé, le fait que les incertitudes liées aux précipitations et aux paramètres de surface soient au moins aussi importantes que la physique utilisée dans ISBA semble être confirmé à l'échelle globale.

### *3. Quelle est la part des incertitudes liées à la diversité des modélisations de la surface ?*

Par rapport à ce qui vient d'être dit, on peut se poser la question de savoir ce qu'il en est avec d'autres modèles de surface. Nous avons donc comparé les simulations d'ISBA avec quatre autres LSMs ayant été forcés par les précipitations de base et par les précipitations alternatives. La première conclusion de cette comparaison montre que la simulation des débits est très sensible aux modèles de surface utilisés. Les débits simulés par chaque modèle forcé avec les précipitations de base sont surestimés sur une majorité de stations et l'utilisation des précipitations alternatives tend en général à améliorer la qualité des débits simulés. Néanmoins, la dispersion entre tous les LSMs des scores de débit reste parfois plus faible que l'effet sur ces scores des précipitations. Ceci confirme le fait que les incertitudes des simulations hydrologiques liées aux précipitations sont au moins aussi importantes que la différence entre chaque modèle. Aux hautes latitudes, des expériences additionnelles menées avec ISBA montrent que la physique des processus froids, tels la fonte de la neige ou le ruissellement sur sol gelé, est prépondérante. Sur ces bassins, ces phénomènes rajoutent une source d'incertitudes qui ne peut être négligée.

### *4. Quelle est la part des incertitudes liées au modèle de routage TRIP ?*

Au-delà des processus hydrologiques liés uniquement aux sols ou à la neige, la physique utilisée dans TRIP apparaît aussi comme une source d'incertitude à l'échelle globale. L'introduction d'un réservoir profond ne semble globalement pas primer sur la physique utilisée dans ISBA. Néanmoins, bassin par bassin, cette remarque n'est pas tout à fait vraie. La vitesse variable va avoir un effet dramatique sur la simulation des débits aux hautes latitudes qui pourrait être dû à la géométrie des fleuves représentée dans notre paramétrisation et/ou à la non prise en compte du gel et du dégel de ces fleuves. Le schéma d'inondation, qui demande encore à être amélioré, montre un impact marqué sur la plupart des fleuves. Cet effet peut être positif en terme de quantité et de dynamique des débits simulés. Cette paramétrisation originale reste pourtant en question sur certains bassins où la ré-infiltration de l'eau semble trop importante durant la saison sèche. Ce défaut peut être dû à un mauvais calage du schéma, à une évaporation directe de l'eau en surface pas assez efficace ou à une topographie sous maille dont la résolution spatiale (1km) n'est pas adaptée. Aux hautes latitudes, les incertitudes liées aux processus froids font que le processus d'inondation est encore plus difficile à étudier. Sur les bassins du sud de l'Asie, les inondations ont un impact dramatique sur les débits simulés, ce qui tend à montrer que les fractions d'inondation observées par satellite ne serait en fait due qu'à de l'irrigation intensive. Finalement, la représentation des inondations n'est pas du seul ressort de TRIP et repose aussi en partie sur la physique d'ISBA. Cependant, ce schéma représente un plus à l'échelle globale que ce soit sur les basins sud-américains, africains ou des hautes latitudes. Il mérite alors une étude et un effort particulier tant pour sa calibration que pour son développement, même si les incertitudes liées à cette nouvelle paramétrisation semblent être inévitables.

### *5. Au final, quel est l'interet des simulations GSWP-2 ?*

Les simulations globales forcées de type GSWP restent essentielles pour valider les modèles de surface à grande échelle. Même en présence d'incertitudes pénalisantes (précipitations, paramètres de surface, …), ce projet apparaît inévitable afin de pouvoir déterminer les défauts majeurs des simulations hydrologiques globales. De plus, les climatologies d'eau du sol, bien qu'imparfaites, issues de ce projet représentent ce que les modèles climatiques pourraient faire de mieux en l'absence de biais atmosphérique et leur intérêt à déjà été démontré dans des simulations climatiques relaxées vers une climatologie de type GSWP (Mocko et al. 1999, Dirmeyer 2000 et 2001, Douville et Chauvin 2000, Douville et al. 2001, Douville 2002).

# Conclusions et Perspectives

Comme nous l'avons déjà dit, les modèles atmosphériques globaux ou régionaux ont besoin d'une modélisation hydrologique de surface de qualité dans le cadre de la recherche sur la prévision du temps saisonnière et de l'étude du réchauffement climatique et de ses impacts. En effet, l'évolution de l'humidité dans le sol influence fortement l'équilibre énergétique entre l'atmosphère et la surface, pouvant contribuer alors à la modification de la circulation atmosphérique. C'est aussi une variable importante en hydrologie puisque la prévision des crues nécessite d'étudier l'état hydrique du sol afin de quantifier le risque de sécheresse ou d'inondation. Par ailleurs, l'hydrologie continentale va agir sur la végétation via le stress hydrique ou même l'activité humaine suite aux périodes de sécheresse ou d'inondation qui rythment la vie de nombreuses populations à travers le monde. Sur ce point, la prévision des débits des grands bassins fluviaux à courte échéance, à l'échelle saisonnière ou suite au réchauffement climatique est un objectif important à atteindre. A l'échelle globale ou régionale, le couplage des modèles de surface avec des modèles de routage des fleuves semble dès aujourd'hui être un outil intéressant pour atteindre cet objectif. Cette thèse s'inscrit aussi dans cette thématique et vise à contribuer à l'amélioration de la modélisation hydrologique globale du CNRM.

La modélisation hydrologique globale des surfaces continentales utilisée dans les modèles de Météo-France repose sur le modèle de surface ISBA (Noilhan et Planton 1989, Noilhan et Mahfouf 1996). La version utilisée dans les modèles opérationels et de climat reste basique par rapport aux améliorations apportées récemment à méso-échelle dans la version externalisée d'ISBA. Celle-ci représente les principaux mécanismes hydrologiques verticaux de manière physique mais les processus horizontaux sous maille semblent faire défaut pour des applications globales à faible résolution. L'objectif principal de cette thèse était donc l'amélioration de l'hydrologie globale d'ISBA. Un jeu de paramétrisations simples a été proposé. Le premier développement abordé visait la prise en compte de la forte influence qu'exercent la variabilité sous maille de l'humidité des sols et de la topographie sur le ruissellement sur surface saturée, nommé mécanisme de Dunne, via une nouvelle approche TOPMODEL (Habets et Saulnier 2001). Ce formalisme posa à son tour la question de l'impact des hétérogénéités verticales de conductivité hydraulique à saturation ($k_{sat}$) des sols que nous avons abordées via l'introduction d'un profil exponentiel vertical avec la profondeur de cette dernière (Chen et Kumar 2001, Montaldo et Albertson 2001). Suit la prise en compte des hétérogénéités de surface liées à la végétation et aux propriétés du sol approchée simplement par une approche « mosaïc » ou « tiles » utilisée par bon nombre de LSMs (Koster et Suarez 1992, Liang et al. 1994, Essery et al. 2003, etc.). Finalement, le dernier développement porta sur la représentation des gradients horizontaux d'intensité des précipitations (Entekhabi and Eagleson 1989). Son couplage avec la variabilité sous maille de la capacité d'infiltration maximale du sol (Yu 2000) permit de rendre compte, en plus du ruissellement de Dunne, d'un ruissellement par excès d'infiltration, nommé mécanisme de Horton, et ainsi d'un ruissellement de surface cohérent.

Le protocole expérimental mis en place est divisé en deux parties. Ces développements sont premièrement validés en mode forcé à l'échelle régionale sur le bassin du Rhône, grâce aux données Rhône-AGG (Boone et al. 2004), avant d'être ensuite testés à l'échelle globale, toujours en mode forcé et à l'aide des données GSWP-2 (Dirmeyer et al. 2002). Le choix du bassin du Rhône est motivé par le fait que nous disposions ici d'un forçage atmosphérique de quatre années (août 1985 à juillet 1989) et de paramètres de surface de très bonne qualité à haute résolution (8km x 8km). Ceci nous permet entre autres d'étudier l'influence de la résolution spatiale sur nos développements. De plus, le bassin du Rhône est

caractérisé par une topographie et un climat diversifiés ce qui constitue une richesse pour l'étude du cycle hydrologique continental. Le forçage atmosphérique permettant à ISBA de modéliser les bilans d'eau et d'énergie sur le bassin est fourni par l'analyse SAFRAN (Durand et al. 1993, Etchevers 2000) qui repose sur un réseau d'observations denses. Le ruissellement total ainsi calculé permet au modèle hydrologique distribué MODCOU (Ledoux et al. 1989) de simuler les débits et de les comparer à un vaste réseau d'observations réparti sur l'ensemble du bassin. A l'échelle globale, le forçage atmosphérique dérivant des ré-analyses NCEP/DOE est fourni par GSWP-2 sur une période de treize ans et demi (juillet 1982 à décembre 1995). Ce forçage présente l'avantage d'avoir été hybridé avec des observations (Zhao et Dirmeyer 2003). Les données de sol et de végétation sont apportées par la base de données ECOCLIMAP développée au CNRM (Masson et al. 2003). Cette base de données, sur l'Europe, est cohérente avec celle employée sur le bassin du Rhône. De plus, elle est aussi utilisée dans le modèle ARPEGE ce qui permet de rester cohérent avec la modélisation hydrologique globale du CNRM. Finalement, le ruissellement total simulé par ISBA à l'échelle globale est routé par le modèle TRIP (Oki et Sud 1998) qui lui aussi fait partie de la modélisation hydrologique globale du CNRM.

***Sur le bassin du Rhône comme à l'échelle globale, il a été montré que le ruissellement de Dunne est un processus majeur pour une simulation acceptable des débits.*** En effet, trois approches ont été comparées. Dans la première, aucune représentation du ruissellement de surface sous mailles n'est présente (version d'ISBA dans le modèle APEGE). Dans les deux autres, le ruissellement de Dunne est pris en compte par une approche VIC (Habets et al. 1999a) ou notre approche TOPMODEL. Les bilans d'eau simulés indiquent que la version sans ruissellement de surface sous maille génère plus d'évapotranspiration et moins de ruissellement total que les deux autres simulations. Celles-ci sont très proches sur le bassin du Rhône alors qu'à l'échelle globale la version TOPMODEL tend à générer plus de ruissellement total et moins d'évaporation que la version VIC. La comparaison entre les débits simulés et observés montre que la version sans ruissellement surface sous mailles ne parvient pas à simuler correctement les débits du Rhône et ceux de la plupart des fleuves du globe. Cette comparaison permet aussi de montrer que l'approche TOPMODEL présente un avantage significatif sur l'approche VIC à l'échelle globale alors que sur le bassin du Rhône, les simulations de débits étaient quasi similaires. L'explication réside dans la différence de formalisme entre ces deux approches, notre approche TOPMODEL ne demandant aucune calibration alors que l'approche VIC est contrôlée par un paramètre de courbure plus facile à calibrer à l'échelle régionale qu'à l'échelle globale. Néanmoins, nous avons aussi pu montrer sur le bassin du Rhône que le mécanisme de Dunne n'est pas à lui seul suffisant pour simuler les fortes crues suite aux événements pluvieux intenses, soulignant l'intérêt d'une représentation du mécanisme de Horton. De plus, l'expérience de sensibilité à la résolution spatiale indique que les simulations à faible résolution (1° x 1°) surestiment l'évapotranspiration, principalement l'évaporation de la canopée et la transpiration, et sous estiment le ruissellement total par rapport aux simulations menées à hautes résolutions (8km x 8km).

***L'avantage premier de la prise en compte de la variabilité spatiale de l'intensité des pluies est de réduire cette sensibilité de l'évaporation de la canopée.*** En outre, le ruissellement de Horton apparaît moins important que celui de Dunne pour la simulation des débits que se soit à l'échelle régionale ou globale même si les épisodes de crue sont tout de même mieux simulés sur le bassin Rhône. De plus, le ruissellement sur sol gelé est représenté de manière plus physique. Si ce dernier processus n'avait pas été pris en compte dans les simulations qui précèdent, alors son effet aurait paru aussi important aux hautes latitudes que celui imputable au mécanisme de Dunne. ***Le deuxième processus majeur, après l'introduction du ruissellement de Dunne, est la prise en compte de la variabilité sous***

***maille des caractéristiques de la surface (végétations, profondeur des sols, etc.).*** Cette dernière apparaît particulièrement utile pour réduire la sensibilité du ruissellement total et de la transpiration à la résolution spatiale. Il en résulte une amélioration significative de la qualité des débits simulés sur le bassin du Rhône et encore plus flagrante sur la plupart des fleuves du globe.

***Finalement, la prise en compte d'un profil exponentiel de $k_{sat}$ montre que l'impact des hétérogénéités verticales dans le sol peut être important.*** L'amélioration des débits simulés sur le bassin du Rhône révéle que les valeurs données par Clapp et Hornberger (1978) ne sont peut être pas optimales pour des applications hydrologiques. Cette dernière offre aussi l'avantage de réduire l'impact de la résolution spatiale sur l'évapotranspiration et le ruissellement total. A l'échelle globale, l'introduction du profil exponentiel de $k_{sat}$ a un effet marqué sur le bilan d'eau simulé. Il contribue par exemple à augmenter le ruissellement total dans les régions à forte densité de végétation. Un contraste plus fort apparaît avec les régions désertiques ou l'évapotranspiration et le stockage de l'eau en profondeur sont favorisés au détriment du ruissellement total. La comparaison entre les débits simulés et observés à l'échelle globale montre que la représentation des hétérogénéités verticales de conductivité hydraulique dans les sols améliore les quantités annuelles simulées (en « espèrant » que les cumuls annuels des précipitations soient réalistes). Néanmoins, le profil exponentiel de $k_{sat}$ n'engendre pas les mêmes améliorations flagrantes des efficiences que sur le bassin du Rhône mais apporte tout de même un plus sur les bassins de l'Amazone, du Mississippi et du Mékong. La calibration de ce profil, difficile à l'échelle globale, n'est peut être pas optimale. Cependant, l'influence positive de ce processus sur le bassin du Rhône s'observe moins à l'embouchure que sur la majorité des autres stations d'aire de drainage plus faible. Or, à l'échelle globale les débits de la plupart des fleuves sont observés aux stations les plus en aval et l'influence positive du profil exponentiel de $k_{sat}$ s'est retrouvée sur les bassins où nous avons eu accès à plusieurs stations d'aires de drainage différentes (Amazone, Mississippi et Mékong).

Le bilan d'eau global de chaque paramétrisation a aussi été comparé aux données du satellite TOPEX/POSEIDON qui permet d'observer les variations du niveau global des océans (Cazenave et al. 2000). Une fois corrigées de l'effet stérique (dilatation de la mer due à la variation de température) et des variations de l'eau atmosphérique, ces données permettent d'estimer la contribution de l'eau continentale aux variations du niveau de la mer. La comparaison de ces observations avec les simulations montre que toutes les versions d'ISBA étaient très proches, ceci car la contribution la plus importante est celle de la neige (le schéma de neige étant le même pour toutes les simulations). La seule conclusion intéressante est que la non prise en compte des processus hydrologiques sous maille induit une variation trop forte de l'hydrologie continentale et surtout de l'humidité des sols. Toutes ces versions ont aussi été comparées à des produit d'eau du sol issus des ré-analyses ERA-40 ou d'observations *in situ* (Soil Moisture Data Bank ; Robock et al. 2000). ***Ces comparaisons ont surtout mis en valeur la difficulté de valider nos paramétrisations grâce à la variable eau du sol à l'échelle globale.***

***Un résultat important, en accord avec Oki et al. (1999), a été de montrer que les biais des simulations des débits de chaque version d'ISBA diminuent avec l'augmentation de la densité d'observation des précipitations.*** En effet, les simulations hydrologiques sont très sensibles aux variables et paramètres d'entrées des modèles de surface. Sur le bassin du Rhône, nous avons pu évaluer l'influence de ces incertitudes sur la simulation des débits en croisant des simulations hydrologiques entre les différents produits GSWP-2 et Rhône-AGG. Celles-ci montrent sans surprise que la qualité des précipitations en terme d'intensité et de fréquence est la source d'incertitude majeures sur la simulation des débits du Rhône, l'impact

de la qualité des paramètres de surfaces étant moindre mais tout de même non négligeable. Un résultat remarquable a été de mettre en évidence le fait que l'influence de ces derniers est considérable sur la climatologie de l'humidité du sol simulée alors que celle du forçage atmosphérique semble plus négligeable. ***Ceci permit entre autre d'affirmer qu'une simulation acceptable des débits ne garantit pas une représentation réaliste de l'eau du sol.*** Suite à une dernière série d'expériences utilisant plusieurs paramétrisations au sein d'ISBA, ***une conclusion forte a été de montrer qu'il est difficile de valider les paramétrisations si la qualité des précipitations, voir celle des paramètres de surface, ne sont pas acceptables.***

Un jeu similaire de simulations, croisant deux produits de précipitations GSWP-2 et les paramètres de surface ISLSCP et ECOCLIMAP, montre que ces conclusions obtenues sur le bassin du Rhône pouvent s'appliquer à l'échelle globale. En effet, sur les fleuves bien documentés (Europe et USA) en terme de densité d'observation des précipitations, l'amélioration des débits simulés due à l'hydrologie sous maille apparaît du second ordre comparée aux biais liés aux précipitations. Sur d'autres régions, c'est l'impact des paramètres de surface et des profondeurs de sol qui joue un rôle prépondérant face à la physique utilisée dans ISBA. ***Ces résultats pointent du doigt le fait que les incertitudes liées aux paramètres d'entrée des LSMs à l'échelle globale sont au moins aussi importantes que la physique utilisée.*** Pour s'en convaincre, les simulations d'ISBA ont été comparées avec celles de quatre autres LSMs. La première conclusion de cette comparaison est que la simulation des débits est très sensible aux modèles de surface utilisés. Néanmoins, la dispersion entre tous les débits simulés par ces LSMs reste plus faible que l'influence des précipitations sur les scores. De plus, la simulation des débits sur les bassins des hautes latitudes, ainsi que la comparaison avec les données TOPEX/POSEIDON, montre que la modélisation du manteau neigeux est un facteur d'incertitude important. Des expériences additionnelles menées avec ISBA ont mis en évidence que ***la physique des processus froids, tels la fonte de la neige ou le ruissellement sur sol gelé, est prépondérante sur les bassins des hautes latitudes et ajoute alors une source d'incertitudes qui ne peut être négligée.***

Au-delà des processus hydrologiques liés uniquement au sol ou à la neige, la physique utilisée dans TRIP apparaît aussi comme une source d'incertitude à l'échelle globale. TRIP est un modèle de routage simple, qui ne fait aucune distinction entre le ruissellement de surface et le drainage simulé par ISBA. De plus, sa vitesse d'écoulement est constante et uniforme sur tout le globe ce qui semble peu réaliste. Les simulations des débits de tous les LSMs montrent que la non prise en compte des plaines d'inondation saisonnière, qui jouent un rôle majeur sur la plupart des fleuves d'Afrique centrale et d'Amérique du Sud, est problématique. Nous avons donc introduit dans TRIP un réservoir profond et une vitesse d'écoulement variable. Ces deux modifications n'ont pas semblé primer sur la physique utilisée dans ISBA même si sur certains bassins la vitesse variable montre des effets dramatiques sur la simulation des débits. Un schéma d'inondation a ensuite été proposé où TRIP et ISBA sont couplés afin de prendre en compte la ré-infiltration ou l'évaporation directe de l'eau des plaines inondées. ***Cette modélisation originale des inondations montre un impact positif sur certains fleuves en terme de quantité et de dynamique des débits simulés.*** Elle reste pourtant en question sur certains bassins où la ré-infiltration de l'eau semble trop importante durant la saison sèche. Aux hautes latitudes, les incertitudes liées aux processus froids et à la vitesse d'écoulement variable des fleuves qui pèsent sur nos simulations hydrologiques n'ont pas permis de trancher en faveur ou défaveur de cette modélisation des inondations.

Au-delà de ces incertitudes, les paramétrisations des processus hydrologiques sous maille, que nous avons proposées durant cette thèse, apportent tout de même une amélioration flagrante des débits simulés sur le bassin Rhône. A l'échelle globale, notre nouvelle

hydrologie apporte aussi des améliorations conséquentes. ***De plus, la comparaison des débits simulés entre plusieurs modèles de surface a montré que les scores de l'ancienne version d'ISBA sont comparables avec ceux des autres modèles alors que notre nouvelle version est significativement meilleure. Ce résultat est important car il résume à lui seul l'ambition de cette thèse, c'est-à-dire de mettre sur pied une modélisation hydrologique globale de qualité.*** La prise en compte des inondations et le couplage avec TRIP peut permettre à terme d'accentuer cette qualité. Cependant, ce schéma n'en est encore qu'à l'état de prototype et demande une calibration et une validation plus poussées. L'amélioration du schéma de neige ainsi qu'une meilleure compréhension de la dynamique des fleuves des hautes latitudes (gel et dégel) apparaissent aussi indispensable afin d'élargir cette qualité à tous les fleuves des hautes latitudes.

***La validation des simulations hydrologiques à l'échelle globale reste donc difficile tant les incertitudes portant sur les forçages atmosphériques et les paramètres de surface sont importantes.*** Parvenir à des modélisations globales d'aussi bonne qualité que sur le bassin du Rhône, même en mode forcé, apparaît aujourd'hui illusoire. En effet, chaque bassin du globe pourrait à lui seul être étudié pendant plusieurs années, comme ce fut le cas sur le bassin du Rhône, avant d'arriver à une modélisation hydrologique d'une qualité similaire. En mode couplé, la situation est évidemment encore plus délicate étant donné les biais atmosphériques couramment rencontrés dans les modèles climatiques ou de prévisions du temps. C'est pourquoi les paramétrisations developpées pour des applications couplées doivent être non seulement physique, mais également faire preuve de robustesse. En d'autres termes, elles doivent nécessiter un minimum de calibration et/ou un nombre limité de paramètres d'entré difficiles à cartographier. De ce point de vue, l'amélioration des cartes globales de paramètres de surface apparaît être ici un objectif crucial. Par ailleurs, les simulations globales forcées de type GSWP restent essentielles pour valider les modèles de surface à grande échelle et fournir des climatologies d'eau du sol. Bien qu'imparfaites, de telles climatologies représentent ce que les modèles climatiques pourraient faire de mieux en l'absence de biais atmosphérique et leur intérêt à déjà été démontré dans des simulations climatiques relaxées vers une climatologie de type GSWP (Mocko et al. 1999, Dirmeyer 2000 et 2001, Douville et Chauvin 2000, Douville et al. 2001, Douville 2002).

Ces climatologies restent toutefois perfectibles et demeurent avant tout pénalisées par la qualité des précipitations imposées. On peut cependant espérer que les progès en cours dans l'estimation des taux de précipitations par mesure satellitaire et dans l'assimilation de données dans les modèles météorologiques pourront à terme améliorer la qualité des forçages et permettre une validation de plus en plus fine des schémas de surface en mode forcé. Ceci pose à son tour la question des modèles de routage et leur amélioration apparaît cruciale. C'est pourquoi, la mesure des hauteurs d'eau voir des vitesses d'écoulement des grands fleuves depuis l'espace (Kouraev et al. 2004) représentent également un enjeu majeur pour les années à venir. Enfin, d'autres missions spatiales telles que SMOS (Kerr et al. 2001) ou GRACE (Rodell et Famiglietti 1999, Ramillien et al. 2005) devraient à terme permettre une validation plus précise des modèles basée non seulement sur les débits, mais aussi sur les humidités du sol, voir sur le contenu total d'eau intégré sur la verticale.

# Annexe A

## Uncertainties in the GSWP-2 precipitation forcing and their impacts on regional and global hydrological simulations. (Decharme and Douville, 2005, *Clim. Dyn.*, submitted)

**Abstract**

The Global Soil Wetness Project (GSWP) is an international initiative aimed at producing global data sets of soil wetness and energy and water fluxes by driving land surface models with state-of-the-art 1° by 1° atmospheric forcing and land surface parameters. It also provides a unique opportunity to develop and test land surface parameterizations at the global scale, using multi-year off-line simulations that are not affected by the systematic errors found in atmospheric models. Nevertheless, the accuracy and reliability of the 10-year GSWP-2 atmospheric forcing remain questionable. The first objective of the present study is a regional evaluation of the baseline GSWP-2 data set over the Rhône river basin, using the high-resolution Rhône-AGGregation (Rhône-AGG) database. This comparison reveals that the baseline GSWP-2 precipitation forcing is drastically overestimated over this region. Hydrological simulations driven with each dataset and using the ISBA land surface model and the MODCOU river routing model are also compare. The simulated river discharges are validated against a dense network of river gauges and are generally less realistic when using the GSWP-2 instead of the Rhône-AGG precipitation forcing. The second objective is a global evaluation of the GSWP-2 precipitation forcing against three alternative data sets (GPCP-2, CRU-2, CMAP). Moreover, the results of a global sensitivity study to the precipitation forcing conducted with six land surface models are used. The TRIP river routing model is used to convert daily runoff from all models into river discharges, which are compared at 80 gauging stations distributed over the globe. In keeping with the regional evaluation, the results reveal that the baseline GSWP-2 precipitation forcing is generally overestimated over the mid and high latitudes, which implies systematic errors in the simulated discharges. This study points that the empirical wind corrections and, to a lesser extent, the GPCP satellite adjustments applied to the GSWP-2 precipitation forcing are exaggerated, even if satellite corrections seem to be useful for simulating realistic river discharges over the high latitude northern hemisphere river basins.

## A.1. Introduction

An important issue in climate modeling with atmospheric general circulation models (AGCMs) is the possible influence of soil wetness on climate variability and predictability (Dirmeyer 2000, 2001; Douville and Chauvin 2000; Douville et al. 2001; Douville 2002, 2003; Koster et al. 2000, 2002). Soil wetness plays an important role in the global energy and water budget, but is still unknown over most of the globe because in situ measurements are very sparse, and remote sensing techniques are only partially effective. Soil moisture is a key land surface variable because it controls the partitioning of downward radiation and precipitation, affects the status of vegetation, and modulates the soil thermal and hydraulic properties. The space-time variability of soil moisture is usually represented in AGCMs through the use of land surface models (LSMs). The complexity of these models ranges from the simple bucket model (Manabe 1969) to more sophisticated soil-vegetation-atmosphere transfer (SVAT) schemes with multiple parameterizations representing the physical processes linked to vegetation, soil, and snow.

The Global Soil Wetness Project (GSWP; http://www.iges.org/gswp/) was launched by the Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX) to provide high-resolution global soil moisture climatologies (Dirmeyer et al. 1999, 2002) by integrating LSMs in off-line mode using prescribed meteorological forcing, standardized soil and vegetation maps, and a common land-sea mask. In GSWP, the International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) data set is used to supply boundary conditions, model parameters and meteorological forcing for more than tuelve LSMs. The aim of the project is: 1) to produce global data sets of land surface fluxes, state variables, and related hydrological quantities; 2) to perform large-scale model intercomparison, validation and calibration; 3) to provide a large-scale validation and quality check of the ISLSCP data sets; 4) to conduct sensitivity studies of specific parameterizations and forcing variables that should aid future model and data developments. The aim of the present study is to address points 3 and 4 based on off-line land surface simulations over the French Rhône river basin.

The pilot phase of GSWP (GSWP-1) (Dirmeyer et al. 1999) has encompassed the same core 2-year period as ISLSCP-I (January 1987 to December 1988) where the atmospheric forcing was provided on a 6-hourly basis and on a 1°× 1° horizontal grid. The resulting soil moisture data sets were used in a number of coupled land-atmosphere climate modeling studies in order to investigate the impact of realistic soil moisture boundary conditions on climate simulations (Mocko et al. 1999; Dirmeyer 2000, 2001; Douville and Chauvin 2000; Douville et al. 2001; Douville 2002). Nevertheless, LSM intercomparisons have shown significant differences in the simulated soil moisture fields and in the partitioning of precipitation between total runoff and evapotranspiration (Entin et al. 1999). GSWP-1 has provided an opportunity to test and improve various parameterizations within LSMs at the global scale (Douville 1998; Boone and Wetzel 1999; Dirmeyer and Zeng 1999; Sud and Mocko 1999). A general conclusion is that sub-grid variability in infiltration, whether due to heterogeneity in soil properties or to the distribution of rainfall within a grid box, has a significant impact on the simulation of total runoff (Dirmeyer et al. 1999).

The Rhône-Aggregation (Rhône-AGG; http://www.cnrm.meteo.fr/mc2/projects/rhoneagg/) LSM intercomparison project was conduced at Météo-France (Boone et al. 2001, 2004). Rhône-AGG was an intermediate step leading up to the continuation of the GSWP project, GSWP-2. It includes a broader investigation of the impact of aggregation on the water budget simulations. The Rhône is the largest European river flowing into the Mediterranean Sea. The basin covers over 95,000 km² mostly in southeastern France. This domain was chosen because it contains a large variety of climate types (Mediterranean in the south, temperate in the north, mountainous in the east and

the dryer climate in the west). Observed high-resolution soil and vegetation characteristics, subsurface parameters, and atmospheric forcing were mapped onto this domain as part of the GEWEX-Rhône project, which was conceived in recent years by the French research community in order to study the continental water cycle on the regional scale. The first goal of this study was to investigate how different LSMs simulated the river water balance for several consecutive annual cycles (August 1985 through to July 1989) compared to observed data from a dense network of gauging stations. The second objective was to examine the impact of changing the horizontal resolution on the simulations. Results from a series of scaling experiments show that LSMs that takes into account land surface and/or atmospheric forcing spatial heterogeneities are able to reduce the scaling influence on the simulated water budget, in general agreement with former studies, for example Lohmann et al. (1998), Wood et al. (1998), Vérant et al. (2004), Decharme and Douville (2005), Decharme et al. 2005.

GSWP-2 encompasses the same core 10-year period as the ISLSCP-II data set (1986-1995). Like in GSWP-1, the spatial resolution is 1° by 1°, but the atmospheric forcing is now provided on a 3-hourly basis. The project also includes various LSM sensitivity studies to uncertainties in forcing data and surface parameters. The relevance of such uncertainties was indeed emphasized by several studies. Using the TRIP river routing model, Oki et al. (1999) revealed that the quality of the ISLSCP-I meteorological forcing data influenced directly the quality of the GSWP-1 runoff. More recently, Fekete et al. (2003) pointed out with the help of a simple water balance model that the uncertainty in precipitation generally translates to at least the same and typically much greater uncertainty in total runoff. Following GSWP-1, a comparison over the Amazon river basin of the ISLSCP-I data set to an alternative precipitation and land surface data set was carried out by Chapelon et al. (2002) using the Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere (ISBA) LSM (Noilhan and Planton 1989). This study showed that possible deficiencies in the ISLSCP-I precipitation forcing and soil depth led to an underestimation of the simulated annual runoff, suggesting that uncertainties in the ISLSCP data set could still represent a major obstacle for the validation and improvement of LSM parameterizations over large river basins.

The objective of the present study is two-fold. Firstly, the GSWP-2 atmospheric forcing is evaluated over the French Rhône river basin, using the high-resolution Rhône-AGG dataset based on a dense observational network. A serie of sensitivity experiments is performed to explore the impact of the GSWP-2 precipitation uncertainties on off-line hydrological simulations based on the ISBA land surface model. Such simulations represent a powerful tool to check the quality of the GSWP-2 data sets over a well-instrumented river catchment. Secondly, the baseline global precipitation forcing provided by GSWP-2 is compared to three other global datasets and evaluated using off-line hydrological simulations from six land surface models. This evaluation is based on the simulated discharge scores over the most important rivers of the globe using the Total Runoff Integrating Pathways (TRIP) river routing model (Oki and Sud 1998; http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/~taikan/TRIPDATA/TRIPDATA.html). Both GSWP-2 and Rhône-AGG data sets are presented and compared in section 2. Section 3 and 4 show the experimental designs and the simulation results performed at the regional and global scales respectively. A discussion is presented in section 5. Finally, section 6 gives the main conclusions of the study.

## A.2. Data presentation and comparison

### a. Brief overview of the GSWP-2 data set

The baseline meteorological forcing provided by GSWP-2 is based on the ISLSCP-II regridded National Centers for Environmental Prediction / Department of Energy (NCEP/DOE) reanalysis. Corrections to the systematic biases in the 3-hourly reanalysis fields are made by hybridization with global observed monthly climatologies. The baseline total precipitation, *B0*, is a hybrid product of reanalysis, observations, and empirical wind corrections. GSWP-2 uses NCEP/DOE hybrid with Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) gauge data for the validation period (1986-1995) and Climate Research Unit (CRU) data for the spin-up period (1982-1985) when GPCC data is not available:

$$P^{3h}_{hybrid} = P^{3h}_{NCEP}\, P^{m}_{obs} \,/\, P^{m}_{NCEP} \qquad \text{(A1)}$$

where $P^{3h}_{NCEP}$ and $P^{m}_{NCEP}$ are the 3-hourly and monthly NCEP/DOE reanalysis respectively and $P^{3h}_{hybrid}$ the hybridized 3-hourly version of monthly GPCC or CRU data ($P^{m}_{obs}$). Furthermore, adjustments are made using a wind corrections algorithm based on the 3-hourly NCEP/DOE reanalysis of the 10-meter wind speed (Zhao and Dirmeyer 2003; Dirmeyer et al. 2005). In the regions of low GPCC rain gauge density (Fig. A.1), this product, $P^{3h}_{wind}$, is combined with the hybridized 3-hourly version of the Global Precipitation Climatology Project (GPCP) data, $P^{3h}_{hybrid_GPCP}$, that includes both in situ and satellite observations:

$$P^{3h}_{B0} = aP^{3h}_{wind} + (1-a)P^{3h}_{hybrid_GPCP} \qquad \begin{vmatrix} a = 1.0 & \forall gauge\ density \geq 2 \\ a = 0.5 & \forall gauge\ density = 1 \\ a = 0.0 & \forall gauge\ density = 0 \end{vmatrix} \qquad \text{(A2)}$$

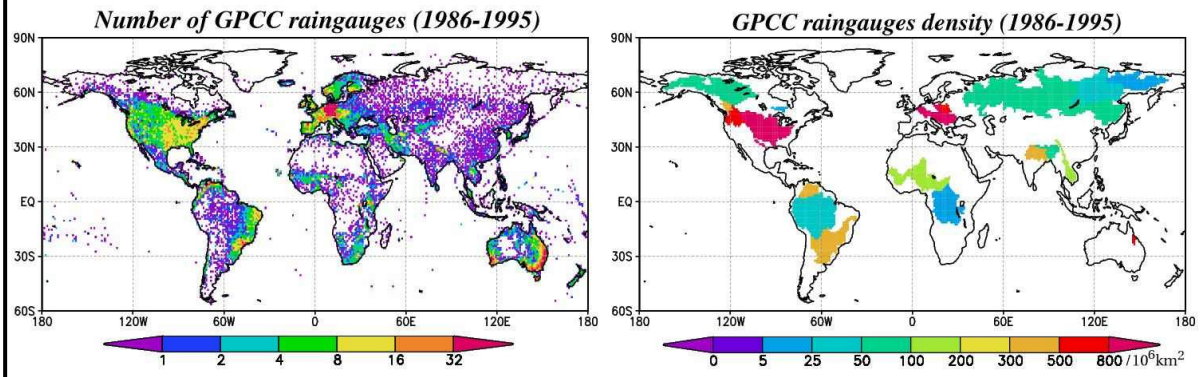



**Figure A.1 – Mean number of GPCC rain gauges used to prepare the GSWP-2 precipitation forcing data sets over the period 1986-1995.** The Rain gauges density ($/10^6$km$^2$) for each basin used for the discharge validation is also shown.

Finally, total precipitation is partitioned into snowfall, $S_r$, and rainfall, $R_r$, according to a 0°C temperature threshold. An alternative precipitation product, *P3*, provided by GSWP-2 where the NCEP/DOE reanalysis precipitation is only hybridized with the GPCC or CRU data (only Eq. A.1), is also tested in the present study. Further details and/or additional informations on the other forcing variables (surface pressure ($P_{surf}$), 2-meter air temperature ($T_{air}$), specific air humidity ($Q_{air}$), 10-meters wind speed (U), downward shortwave radiation (SW) and downward longwave radiation (LW)) can be found in Zhao and Dirmeyer (2003) and Dirmeyer et al. (2005).

The land surface parameters are also specified according to the ISLSCP-II data set. The vegetation classification and the soil data come from the International Geosphere-Biosphere Programme (IGBP). Global 1° by 1° maps of sand, clay and silt fractions are also provided to derive soil hydraulic and thermal properties from soil texture, while specific vegetation parameters, such as leaf area index or minimum stomatal resistance, are proposed for each vegetation category.

**b. Brief overview of the GEWEX-Rhône project data set**

The baseline Rhône-AGG data set is mapped onto the Rhône domain (Fig. A.2) on a 8 km by 8 km grid. In the present study, the simulations are performed at a lower resolution of 1° by 1° after all atmospheric forcing and surface parameters have been interpolated to the same resolution as the GSWP2 data set.

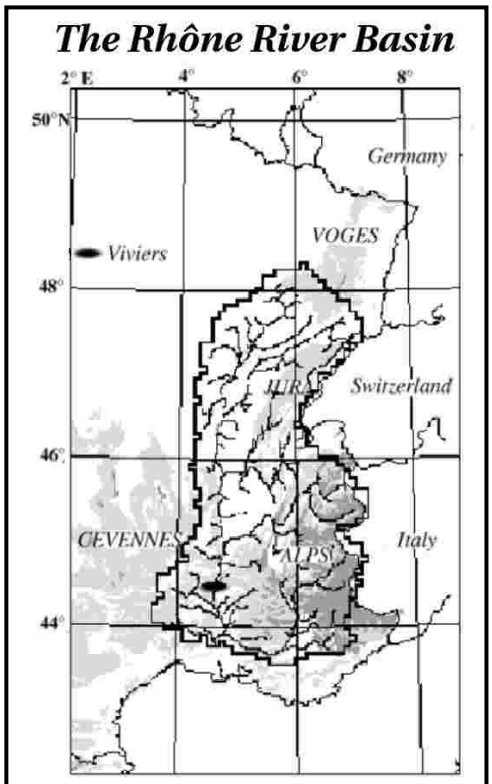



**Figure A.2 – Representation of the Rhône River basin.** The Viviers gauging station (plain oval circle) is also shown.

The original high-resolution atmospheric forcing is calculated using the SAFRAN (Analysis System for Providing Atmospheric Information Relevetant to Snow) analysis system (Durand et al. 1993). The input atmospheric data consists of standard screen-level observations at approximately 60 Météo-France weather network sites within the domain. The data covers over 249 homogeneous climatic zones. The total daily precipitation is analyzed using observational data from over 1500 gauges, together with a vertical gradient of precipitation (with altitude) derived from climatology. It is then interpolated every 3 hours following the daily cycle of the observed air humidity and the weather type (again from climatology). All the forcing variables are available at a 3-hourly time step. Four years of forcing are used in the current study, starting the 1st August 1985, and ending the 31st July 1989. SAFRAN computes the vertical profile of each atmospheric variable every six hours within each climatic zone. The parameters are then interpolated to one-hour intervals and to the 8 km by 8 km grid. Further details and/or additional information on the other forcing variables can be found in Habets et al. (1999b) and Etchevers et al. (2001).

Soil and vegetation data are available at the same resolution as the atmospheric forcing. Soil parameters are defined using the soil textural properties from the French INRA (National Institute of Agronomical Research) soil database (King et al. 1995). Vegetation parameters are defined using a vegetation map from the Corine Land Cover Archive and a two-year satellite archive of the Advanced Very High Resolution Radiometer/Normalized Difference Vegetation Index (AVHRR/NDVI) (Champeaux et al. 2000). More detail can be found in Etchevers et al. (2001).

**c. Comparison of GSWP-2 with Rhône-AGG**

Given the richness of observations and the high resolution used by the SAFRAN analysis the aggregated 1° by 1° Rhône-AGG data sets can be considered as a reference to evaluate the atmospheric forcing provided by GSWP-2. Table A.1 reveals that five

atmospheric variables are not in good agreement between the GSWP-2 and the Rhône-AGG data sets: U, $S_r$, $R_r$, $Q_{air}$, and LW. Generally, the baseline GSWP-2 forcing overestimates the snowfall ($S_r$) and rainfall ($R_r$ ) rates compared to the Rhône-AGG data. The temporal correlations between both products are relatively poor at the daily and 3-hourly timescale. The overestimation is more pronounced during the cold season (Fig. A.3). It is due to wind corrections since the GSWP-2 wind is also overestimated in winter. Furthermore, GPCC gauge density is dense, so no GPCP corrections are applied here (Eq. A.2). The *P3* precipitation confirms this and reveals a better agreement with the Rhône-AGG data set.

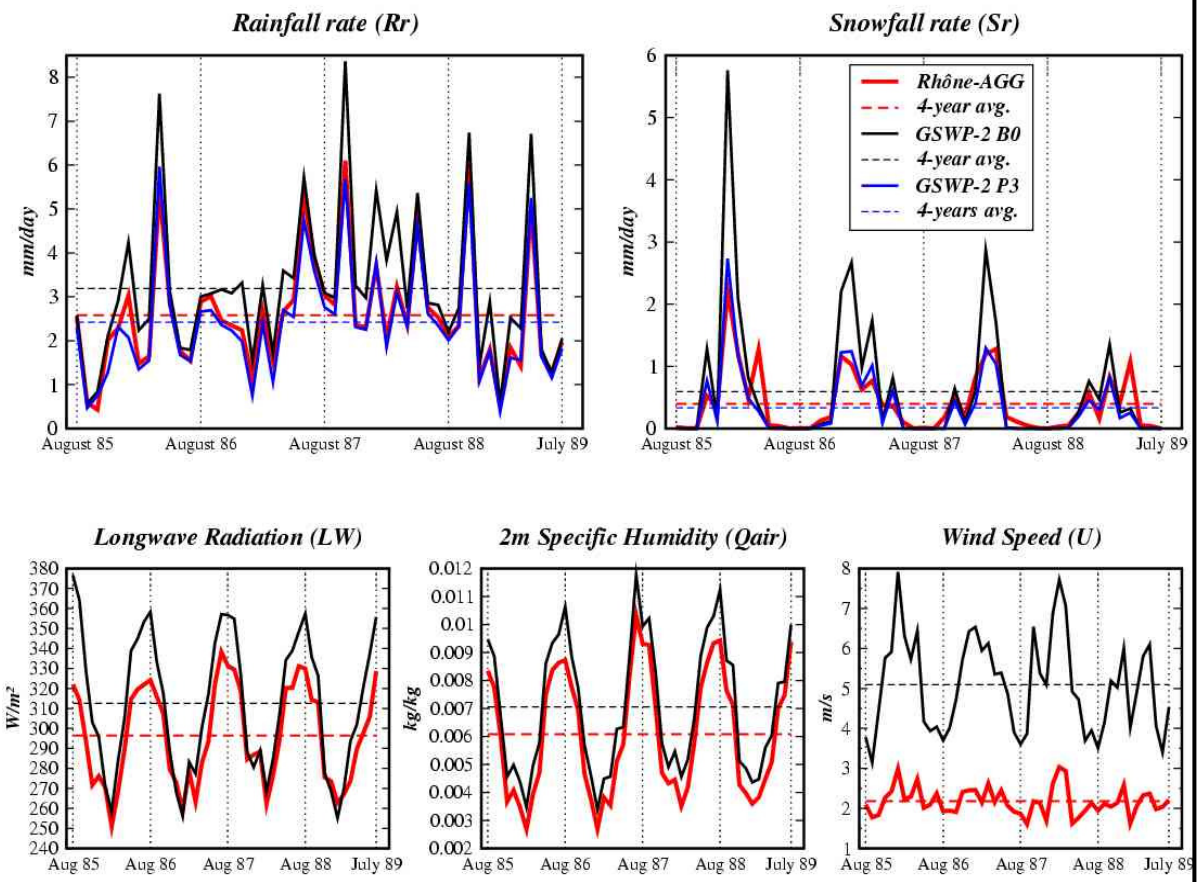



**Figure A.3 – Comparison between the baseline GSWP-2 (black line) and Rhône-AGG (red line) atmospheric data sets.** Only monthly timeseries of the basin-average values for variables that differ significantly (see Table 2) are represented: Rainfall rate ($R_r$), Snowfall rate ($S_r$), LongWave radiation (LW), Specific humidity at 2m ($Q_{air}$), and Wind Speed at 10m (U). The 4-year annual mean basin-average values are also shown for each data set. Note that an alternative GSWP-2 precipitation product without wind and satellite corrections is also shown (dashed line).

| *Variable description* | | *Symbol* | *Units* | *Mean* | | *Ratio (%)* | *r* | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | *R-AGG* | *GSWP-2* | | *frc* | *day* | *mth* |
| **Rainfall rate** | ***B0*** | $R_r$ | mm/day | 2.58 | 3.19 | + 23.6 | 0.36 | 0.66 | 0.95 |
| | ***P3*** | | | | 2.42 | - 6.6 | 0.36 | 0.67 | 0.98 |
| **Snowfall rate** | ***B0*** | $S_r$ | mm/day | 0.39 | 0.59 | + 50.3 | 0.37 | 0.58 | 0.87 |
| | ***P3*** | | | | 0.33 | - 18.6 | 0.37 | 0.58 | 0.90 |
| **Longwave radiation** | | LW | W.m² | 296.6 | 312.8 | + 5.4 | 0.81 | 0.89 | 0.94 |
| **Shortwave radiation** | | SW | W.m² | 143.0 | 142.9 | - 0.07 | 0.97 | 0.96 | 0.99 |
| **Specific humidity at 2m** | | $Q_{air}$ | $10^{-3}$ kg/kg | 6.09 | 7.07 | + 16.0 | 0.94 | 0.96 | 0.99 |
| **Wind Speed at 10m** | | U | m/s | 2.18 | 5.09 | + 133.7 | 0.73 | 0.78 | 0.80 |
| **Air Temperature at 2m** | | $T_{air}$ | K | 282.2 | 282.7 | + 0.15 | 0.97 | 0.98 | 0.99 |
| **Surface Pressure** | | $P_{surf}$ | $10^3$ Pa | 93.15 | 93.58 | + 0.5 | - | - | - |

**Table A.1 – Comparison between the GSWP-2 and Rhône-AGG (R-AGG) atmospheric forcing data sets:** 4-year basin average values (*Mean*), *Ratio* = $\left(Mean_{gswp2}/Mean_{r_agg}-1\right)\times 100$ (%), correlations (*r*) between both basin average on forcing (*frc*), daily (*day*) and monthly (*mth*) time steps. Precipitation product without wind and satellite corrections is also showed (P3).

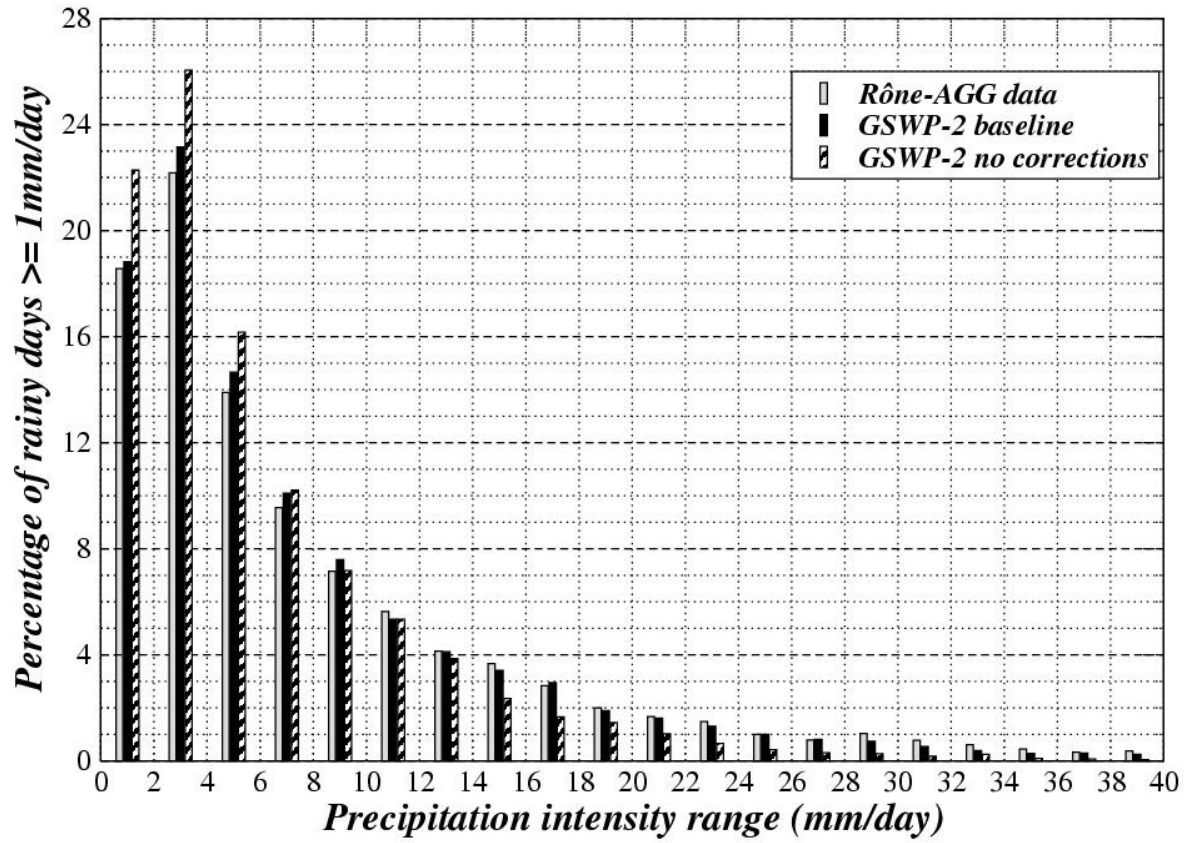



**Figure A.4 – Comparison between the distributions of daily precipitation intensities in the baseline GSWP-2 (black bar), alternative GSWP-2 (no wind and satellite corrections, dashed black bar), and Rhône-AGG (gray bar) data sets.** Note that the frequencies are expressed as a percentage of rainy days (i.e. days with precipitation intensities above or equal to 1 mm/day).

Over the four years, the frequency of rainy days (with precipitation intensities above or equal to 1 mm/day) is 47% in *B0*, 43% in *P3*, and only 33% in Rhône-AGG. Looking only at these rainy days (above or equal to 1 mm/day), Fig. A.4 reveals that GSWP-2 favors the weak intensities to the detriment of the heavy precipitation events. This feature is more pronounced when the precipitation corrections are not applied, which might be explained by the drastic overestimation of the monthly precipitation amounts in *B0*.

### d. Global data intercomparison

Firstly, both *B0* and *P3* products are compared to the following precipitation data sets over the validation period (1986-1995):

- GPCP-2 (http://precip.gsfc.nasa.gov/): This global product combines estimations based on satellite microwaves (SSM/I), infrared (IR) data and GPCC gauge measurements (Adler et al. 2003). The current data set extends from 1979-2002 at 2.5°x2.5° resolution and at a daily or monthly time scale.
- CMAP (http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.cmap.html): The CPC Merged Analysis of Precipitation produces pentad and monthly analyses of global precipitation in which observations from rain gauges are merged with precipitation estimates from several satellite-based algorithms (Xie and Arkin 1996). This global data set consists of monthly averaged precipitation rate values for the time period Jan 1979 to the Sep 2004 at 2.5°x2.5° resolution. Note that, this data set used here does not include blended NCEP/NCAR reanalysis.
- CRU-2 (http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/hrg.htm): This data set is only based on rain gauge measurements, for the period 1901-2002, and covering the global land surface at 0.5 degree resolution (Mitchell et al. 2003).

Fig. A.5 shows that all precipitation products are in good agreement over the equatorial zone (30°N-30°S). A significant difference between *B0* and other data sets appears over northern mid and high latitude (80°N-30°N). Indeed, B0 seems to be largely overestimated compared to other precipitation products. *P3* shows a better agreement with both CMAP and CRU-2 data set while GPCP precipitation is more intensive. Over the southern hemisphere, a drastic difference appears between *B0*, *P3* and other products. Nevertheless, over this domain, continental areas are very sparse and implications on hydrological simulations remain very small.

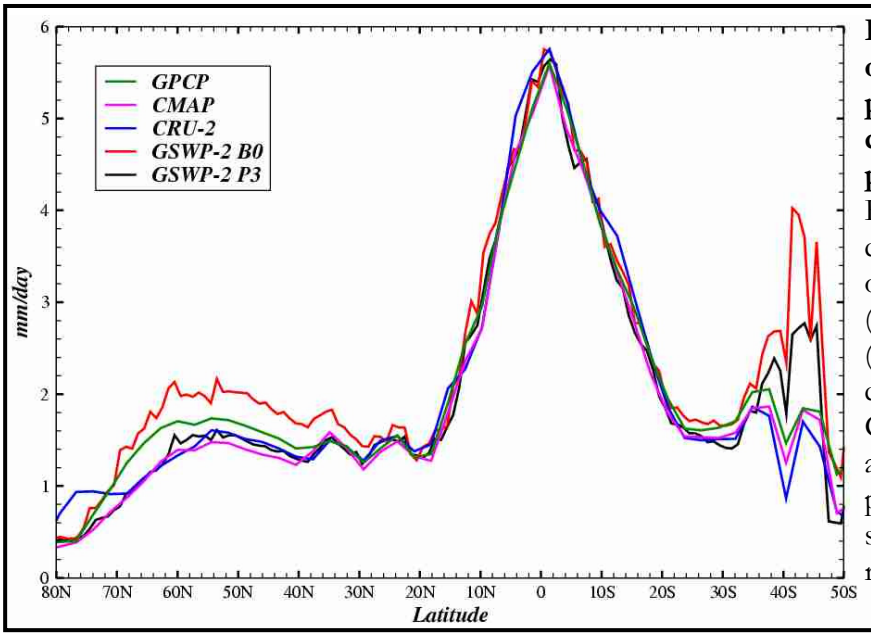



**Figure A.5 – Evaluation of both GSWP-2 precipitation forcing data sets over the period 1986-1995.** Evaluation (mm/day) is done using zonal average of GPCP (green), CMAP (magenta) and CRU-2 (bleu) precipitation databases, while the GSWP-2 baseline (*B0*) and alternative (*P3*) precipitation product are shown in red and black respectively.

Fig. A.6 shows the comparison between the spatial distribution over mid and high latitudes of *B0* and other products including *P3*. B0 overestimated other products everywhere, except the GPCP product over Siberia. The most significant differences appear over North-East America and Europe where rain gauges are however denser (Fig. 1) and only wind corrections are applied to *B0*. An important difference, especially due to GPCP corrections, appears also over Siberia. This can be explained by the fact that GPCC gauge density are very low (Fig A.1) and then this difference is mainly due to GPCP adjustments than to wind corrections (Eq. A.2).

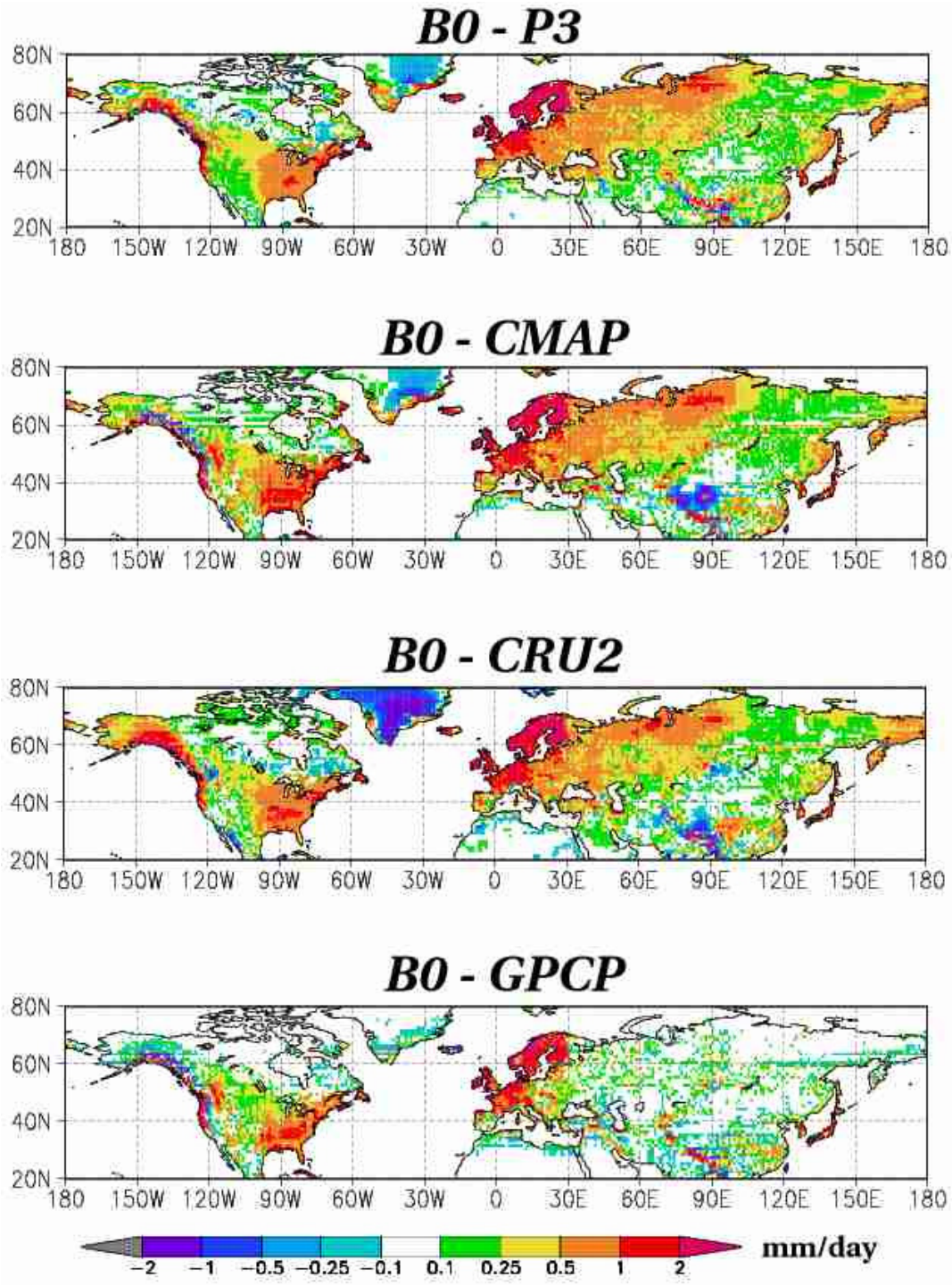



**Figure A.6 – Comparison between the baseline GSWP-2 precipitation forcing and other products.** This comparison is shown as a spatial distribution of the mean differences (mm/day) over the period 1986-1995 for mid and high latitude regions.

## A.3. Regional scale study: GSWP-2 versus Rhône-AGG

### a. Experiment design

Off-line simulations driven with either the GSWP-2 or the Rhône-AGG atmospheric forcing are compared over the Rhône river basin. The ISBA land surface model is integrated with a 5 min time step for four consecutive annual cycles where the first year is treated as a spin-up. Results are validated over the last three years (August 1986 to July 1989).

The ISBA LSM contains the basic physics of the land surface and needs only a limited number of parameters, which depend on the type of soil and vegetation (Noilhan and Planton 1989). It uses the force-restore method (Deardorff 1977, 1978) to calculate the temporal evolution of the surface and mean soil temperature, the water interception storage, the snow pack evolution (Douville et al. 1995), and the soil moisture budget (Noilhan and Mahfouf 1996) including freezing and thawing in the two uppermost layers (Boone et al. 2000). The ISBA LSM has a three-layer soil hydrology: a thin surface layer with an uniform depth included in the rooting layer and a third layer in order to distinguish between the rooting depth and the total soil depth (Boone et al. 1999). The volumetric water content within each reservoir is constrained to be less than the soil porosity or saturation volumetric water content. Plant transpiration stops when root zone soil moisture is below the wilting point. Bare-soil evaporation is potential when $w_1$ is above the field capacity. The infiltration rate is computed as the difference between the through-fall rate and the surface runoff. The through-fall rate is the sum of three components: the rainfall not intercepted by the canopy, the dripping from the interception reservoir and the snowmelt from the snow pack. The surface runoff is computed using the Variable Infiltration Capacity (VIC) scheme (Zhao 1977; Dümenil and Todini 1992; Wood et al. 1992) introduced by Habets et al. (1999a). Note that, when the root zone soil moisture is below the wilting point, no surface runoff occurs. The total runoff is the sum of surface runoff and the deep drainage (Mahfouf and Noilhan 1996). Note that, in this study ISBA is used as a global land surface model that has contributed to GSWP-2 and has not been tuned to give particularly good results over the Rhône basin.

Five sets of simulations are performed and summarized in Table A.2:

- *Control*: this experiment consists of running ISBA with the whole Rhône-AGG atmospheric forcing (not only precipitation) aggregated onto the 1° by 1° GSWP-2 grid.
- *RB0*: this simulation is performed with the whole GSWP-2 baseline atmospheric forcing.
- *RP3*: same as *RB0* but with an alternative GSWP-2 precipitation forcing without wind and GPCP correction.
- *RMR*: same as *RB0* but with a new hybrid precipitation product based on the monthly Rhône-AGG data and on the 3-hourly NCEP/DOE reanalyses used in GSWP-2.
- *RDR*: same as *RB0* but with the Rhône-AGG 3-hourly precipitation forcing and the GSWP-2 other atmospheric variables.

| ***Experiments*** | ***Precipitation forcing*** | ***Other atmospheric variables*** |
|---|---|---|
| ***RB0*** | *B0* | GSWP-2 |
| ***RP3*** | *P3* | GSWP-2 |
| ***RMR*** | *B0* hybridized with monthly Rhône-AGG data | GSWP-2 |
| ***RDR*** | Rhône-AGG | GSWP-2 |
| ***Control*** | Rhône-AGG | Rhône-AGG |

**Table A.2 – Summary of experiments over the Rhône basin.**

The purpose of these two last experiments is to investigate the influence of the other forcing variables (not only precipitation), but also to assess the impact of the prescribed precipitation frequency. Note that all experiments are driven using the aggregated Rhône-AGG surface parameters.

For each simulation, MODCOU is used to convert the surface runoff and the drainage produced by ISBA into river discharge and water table variations (Habets et al. 1999b). The surface runoff is transferred to the river, and the routing from each grid cell is based on isochronous zones using a time step of one day. The drainage acts as a source for the water table, which is modeled using the diffusivity equations. Note that, because the MODCOU model is integrated on the Rhône-AGG high-resolution grid, the simulated surface runoff and drainage are linearly disaggregated to the 8km by 8km grid before they are transferred to the hydrological model. The routing in the river and the relation between the aquifer and the river is computed over the reach for all river gages and not only for the one connected to the aquifer. Note that all components of the Rhône modeling system (SAFRAN-ISBA-MODCOU) have been developed and calibrated independently. Finally, simulated discharges are compared to observed data. One set of observations is used for evaluating the ISBA simulations over most of the Rhône basin. This set consists of daily streamflow data from 88 river gauges. Only sub-basins with drainage areas of at least 250 km², and where damming does not impact too much the flow, are used for the validation.

**b. Results**

The mouth of the Rhône River is not used here for the comparison over the entire basin because dams greatly influence this station. Nevertheless, a reasonable model evaluation over a large portion of the basin (81%) can be done using observed data from Viviers, which is located in the southern part of the basin (Fig. A.2). The statistics are shown in Table A.3 where *Eff* represents efficiency or Nash-Sutcliffe criteria (Nash and Sutcliffe 1970) and $Q_{sim}/Q_{osb}$ represents the ratio between simulated and observed annual discharge. *Eff* measures the skill of the model at capturing the observed variability of the discharges. It is defined, as follows:

$$Eff = 1.0 - \frac{\sum_{t=1,N}\left(Q_{sim}(t) - Q_{obs}(t)\right)^2}{\sum_{t=1,N}\left(Q_{obs}(t) - \overline{Q_{obs}}\right)^2} \qquad (3)$$

where $\overline{Q_{obs}}$ represented the observed temporal mean. *Eff* can be negative if the simulated discharge is very poor, is above 0.5 for a reasonable simulation, above 0.7 for a good one and 1 for a perfect model (Boone et al. 2004).

| ***Simulations*** | $Q_{sim}/Q_{obs}$ | ***Efficiencies*** | |
|---|---|---|---|
| | | ***Daily*** | ***Monthly*** |
| ***RB0*** | 1.22 | 0.12 | -0.13 |
| ***RP3*** | 0.88 | 0.71 | 0.75 |
| ***RMR*** | 0.91 | 0.75 | 0.80 |
| ***RDR*** | 0.92 | 0.83 | 0.85 |
| ***Control*** | 0.97 | 0.89 | 0.95 |

**Table A.3 – Statistics of simulated monthly and daily river discharges at Viviers.** The monthly and daily efficiency (Eff), and the ratio of the simulated discharge to observation ($Q_{sim}/Q_{obs}$) are shown. The definition of Eff (Nash criteria) is given in section A.3.

The time series of daily river discharge (from August 1987 to July 1988) and monthly mean river discharge (from August 1986 to July 1989) show a large overestimation of *RB0* during the rainy season (Fig. A.7). *RP3*, as well as *RMR* and *RDR*, shows a better agreement with the observed discharges. This result is consistent with the results shown in Fig. A.3. The statistics given in Table A.3 emphasize that the quality of the precipitation forcing is a crucial condition for producing a realistic simulation of the river discharge at Viviers.

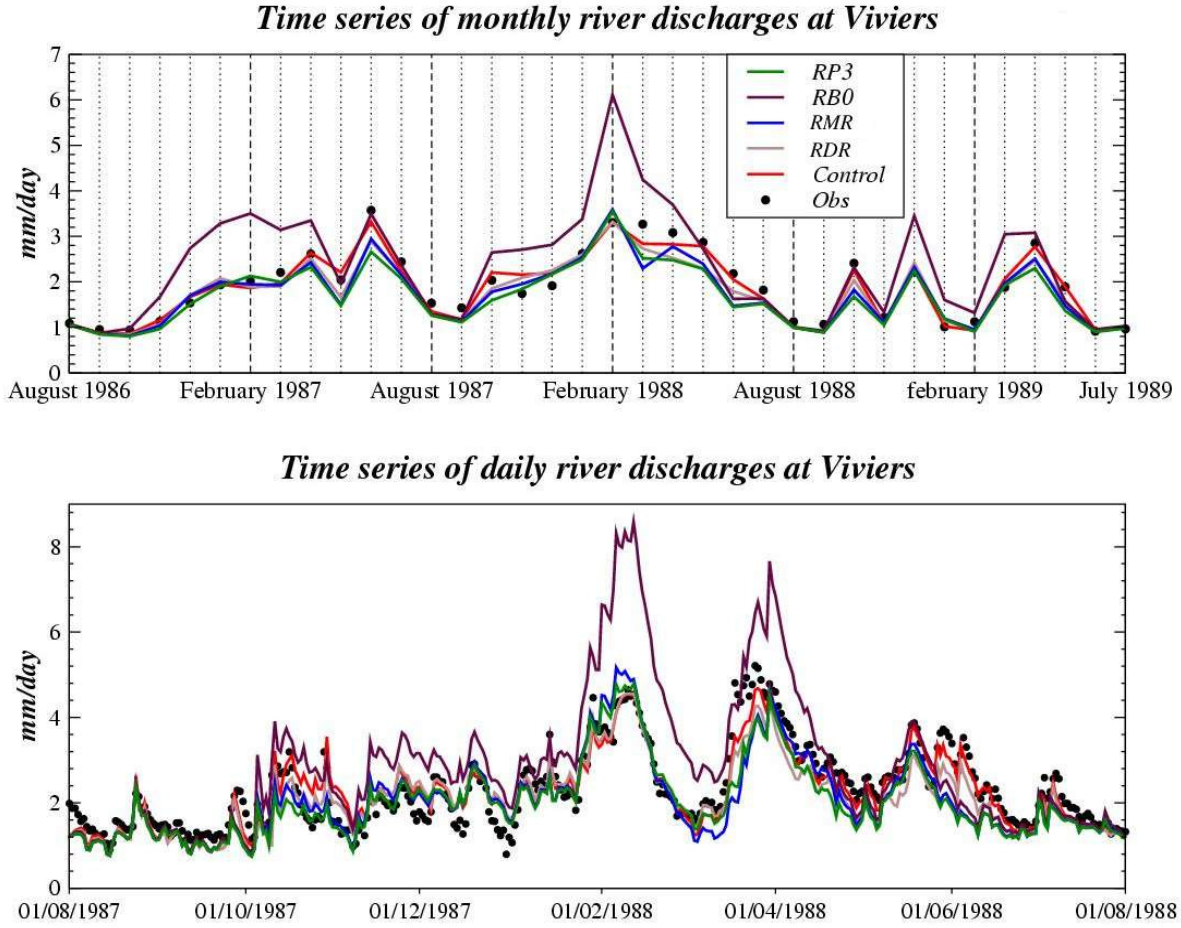



**Figure A.7 – Timeseries of the observed (black points) and simulated monthly mean and daily river discharges at Viviers (see the location in Fig. A.2).** For all panels, the green, maroon, blue, brown and red lines represent the *RP3*, *RB0*, *RMR*, *RDR* and *Control* experiments respectively. Statistics are given in Table A.3.

A global discharge validation based on daily and monthly efficiencies is also performed with the help of the 88 gauging stations distributed over the entire basin. Fig. A.8 shows that efficiency scores are significantly better for *RP3* and the simulations with the Rhône-AGG precipitation forcing. Once again, the statistics of these distributions (Table A.4) suggest that the quality of the GSWP-2 precipitation forcing, especially *B0*, might not be sufficient to produce realistic hydrological simulations over the Rhône basin. These results indicate that the major sensitivity of our hydrological simulations is due to uncertainties in the precipitation amounts. Nevertheless, the influence of the precipitation frequency (comparison between *RMR* and *RDR*) is more noticeable than other atmospheric variable effects at both daily and monthly time scales, which is partly due to a strong impact on the interception loss (not shown).

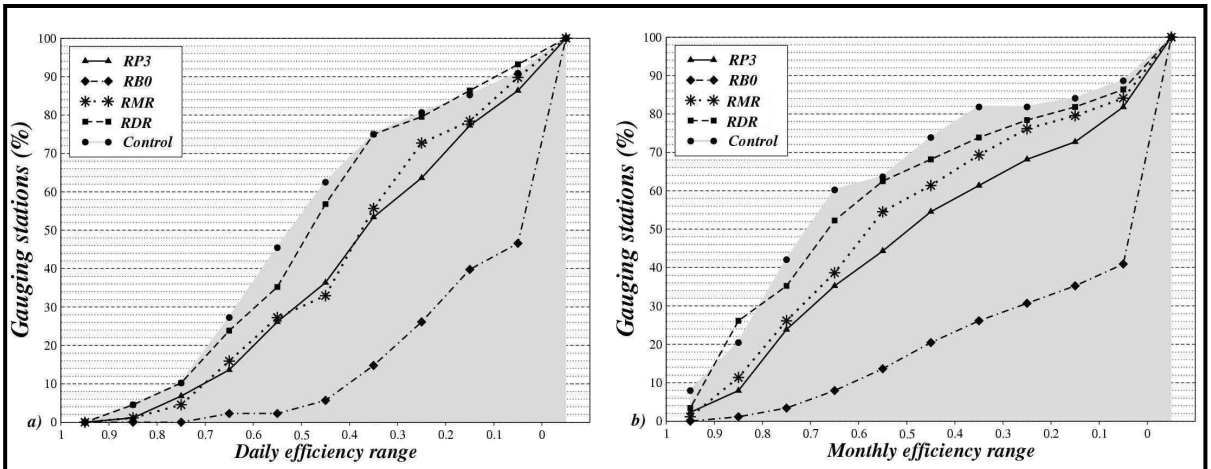



**Figure A.8 – Cumulative efficiency distribution of daily (a) and monthly (b) river discharges simulated in each experiment.** The plain, dotted-dashed, dotted, dashed, and gray plain lines represent the *RP3*, *RB0*, *RMR*, *RDR* and *Control* experiments respectively. The efficiencies are computed against daily discharges observed at 88 gauging stations. Statistics of the distributions are given in Table A.4.

| *Efficiency statistics* | | *RP3* | *RB0* | *RMR* | *RDR* | *Control* |
|---|---|---|---|---|---|---|
| **Min** | Daily | -1.58 | -4.30 | -1.75 | -1.77 | -1.58 |
| | Monthly | -1.23 | -8.74 | -1.30 | -1.36 | -1.16 |
| **Mean** | Daily | 0.28 | -0.53 | 0.30 | 0.38 | 0.39 |
| | Monthly | 0.32 | -1.20 | 0.39 | 0.46 | 0.51 |
| **Max** | Daily | 0.86 | 0.66 | 0.86 | 0.85 | 0.90 |
| | Monthly | 0.93 | 0.82 | 0.96 | 0.94 | 0.97 |
| **Std** | Daily | 0.32 | 0.99 | 0.35 | 0.36 | 0.36 |
| | Monthly | 0.47 | 2.00 | 0.44 | 0.44 | 0.43 |

**Table A.4 – Statistics of efficiency distributions of the simulated daily and monthly river discharges.** The minimum (Min), mean (Mean), maximum (Max), and standard deviation (Std) of the distribution are shown.

## A.4. Global scale study

The previous regional study (section A.3) shows that *B0* precipitation involves large discharge overestimations over the Rhône basin where GPCC gauges are however denser (Fig. A.1). This result is due to wind corrections because GPCP adjustments are not effective here (Eq. A.2). Nevertheless, the scope of our conclusions is limited since the Rhône basin is a small region compared to the global GSWP-2 domain. Moreover, only one model are used for validate the GSWP-2 atmospheric forcing. For these reasons, this section presents the comparison between several global hydrological simulations leaded with six different land surface models.

### a. Experiment design

The GSWP-2 baseline precipitation data set is evaluated using comparisons between simulated and observed discharges at 80 gauging stations distributed over 33 basins (Table A.5).

| *Basins* | *NS* | *Downstream station* | *Aire (km²)* | *Lon* | *Lat* | *RD* | *Période* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Rio Amazonas** | 12 | Obidos | 4 758 000 | -55.5 | -2.5 | 46 | 86 – 95 |
| **Congo** | 1 | Brazzaville | 3 649 000 | 15.5 | -4.5 | 16 | 86 – 95 |
| **Mississippi** | 8 | Vicksburg | 3 011 000 | -91.5 | 32.5 | 949 | 86 – 95 |
| **Ob** | 5 | Salekhard | 2 902 000 | 66.5 | 66.5 | 81 | 86 – 95 |
| **Parana** | 3 | Timbues | 2 596 000 | -60.5 | -32.5 | 317 | 86 – 94 |
| **Yenisei** | 2 | Ygarka | 2 502 000 | 86.5 | 67.5 | 62 | 86 – 95 |
| **Lena** | 2 | Kusur | 2 310 000 | 127.5 | 70.5 | 36 | 86 – 95 |
| **Mackenzie** | 8 | Mackenzie | 1 736 000 | -133.5 | 67.5 | 64 | 86 – 95 |
| **Amur** | 1 | Komsomolsk | 1 772 000 | 137.5 | 50.5 | 93 | 86 – 90 |
| **Volga** | 1 | Volvograd | 1 326 000 | 44.5 | 48.5 | 71 | 86 – 90 |
| **Ganges** | 1 | Harding Bridge | 970 000 | 88.5 | 24.5 | 304 | 86 – 92 |
| **Yukon** | 2 | Station pilote | 826 000 | -162.5 | 61.5 | 56 | 86 – 95 |
| **Orinoco** | 1 | Puentes Angostura | 820 000 | -63.5 | 8.5 | 369 | 86 – 90 |
| **Niger** | 4 | Niamey | 799 000 | 2.5 | 13.5 | 185 | 86 – 91 |
| **Danube** | 5 | Ceatal Izmail | 797 000 | 28.5 | 45.5 | 1422 | 86 – 90 |
| **Columbia** | 1 | The Dalles | 634 000 | -121.5 | 45.5 | 613 | 86 – 95 |
| **Chari** | 1 | Ndjamena | 558 000 | 15.5 | 11.5 | 122 | 86 – 91 |
| **Kolyma** | 1 | Kolymskoye | 536 000 | 158.5 | 68.5 | 22 | 86 – 95 |
| **Brahmaputra** | 1 | Bahadurabad | 519 000 | 89.5 | 25.5 | 50 | 86 – 92 |
| **Soa Francisco** | 1 | Juazeiro | 488 000 | -40.5 | -9.5 | 453 | 86 – 94 |
| **Mékong** | 5 | Mukdahan | 405 000 | 104.5 | 16.5 | 139 | 86 – 93 |
| **Severnaya Dvina** | 1 | Ust Pinega | 364 000 | 41.5 | 64.5 | 73 | 86 – 95 |
| **Pechora** | 2 | Oksino | 298 000 | 52.5 | 67.5 | 71 | 86 – 95 |
| **Indigirka** | 1 | Vorontsovo | 277 000 | 147.5 | 69.5 | 16 | 86 – 94 |
| **Sénégal** | 1 | Kayes | 239 000 | -12.5 | 14.5 | 178 | 86 – 90 |
| **Yana** | 1 | Ubileynaya | 228 000 | 136.5 | 70.5 | 19 | 86 – 94 |
| **Fraser river** | 2 | Hope | 211 000 | -121.5 | 49.5 | 485 | 86 – 95 |
| **Wisla** | 1 | Tczew | 194 000 | 18.5 | 53.5 | 514 | 86 – 94 |
| **Rhin** | 1 | Rees | 146 000 | 6.5 | 51.5 | 7636 | 86 – 95 |
| **Albany river** | 1 | Near Hat Island | 140 000 | -83.5 | 51.5 | 14 | 86 – 95 |
| **Burdekin** | 1 | Clare | 126 000 | 147.5 | -20.5 | 684 | 86 – 94 |
| **Colorado** | 1 | Wharton | 105 000 | -96.5 | 29.5 | 897 | 86 – 95 |
| **Odra** | 1 | Gozdowice | 100 000 | 14.5 | 52.5 | 865 | 86 – 94 |

**Table A.5 – Basins used for the comparison between simulated and observer discharges.** The number of gauging station for each basin (*NS*) is given. The name, drainage area (*Area* in km²), localizations (longitude, *Lon*, and latitude, *Lat*), rain gauge density (*RD*, /$10^6$km²) and the discharge observed period of each downstream station are also shown.

| *LSM* | *Institut* | *Nation* | *Model structure* | *Most recent references* |
|---|---|---|---|---|
| **ISBA** | Météo-France | France | 3W 2T 1S | Decharme and Douville (2005) |
| **MOSE** | Met office | UK | 4W 4T 1S | Gedney and Cox (2003), Essery and al. (2003) |
| **NOAH** | NOAA/NCEP/EMC | USA | 4W 4T 1S | Ek. et al. (2003) |
| **NSIP** | NASA/GSFC/GMAO | USA | 3W 6T 3S | Koster et al. (2000), Ducharne et al. (2000) |
| **SSiB** | IGES/COLA | USA | 6W 6T 1S | Dirmeyer and Zeng (1999) |
| **SWAP** | RAS/IWP | Russia | 2W 1T 1S | Gusev and Nasonova (2003) |

**Table A.6 – Land surface model used for the global validation.** The model structure shows soil layer hydrology (W) and temperature (T), and the maximum number of snow layers (S).

Indeed, the TRIP river routing model is used to convert the daily total runoff from six LSM (Table A.6) into river discharge. TRIP is a linear model based on a single prognostic equation for the water mass within each grid cell of the hydrological network. The stream flow velocity is assumed constant and uniform at 0.5m/s (Oki and Sud 1998; Oki and al. 1999). The global river channel network is provided at 1° resolution and adapted to GSWP-2 land-sea mask.

In fact, fifteen LSMs representing a broad cross-section of models in use today have been participated in GSWP-2. All LSM output data submitted is available for all participants. Nevertheless, only six LSMs have been driven with both *B0* and *P3* precipitation products. All of these six models are at least considered as "second-generation model" because they take into account the effect of vegetation and snow on surface hydrology and realistic treatments of the surface energy balance. Furthermore, all of these models take into consideration surface runoff and drainage mechanisms in order to produce a "realistic" total runoff. One of them, MOSE, is considered as a "third-generation model" because is modeled the carbon cycle, and includes more sophisticated representation of the functioning of vegetation than second-generation model. GSWP recommended that all LSMs start their runs from initial condition of soil temperature based on the mean June air temperature, soil moisture at 75% of saturation, and no snow cover over ice-free points. Spin-up is performed using forcing data beginning 1 July 1982 and ending 31 December 1985 and the period 1986 to 1995 is used as the validation stage.

Over the validation period (1986-1995), more than a hundred gauging station measurements are available via the Global Runoff Data Center (GRDC; http://www.grdc.sr.unh.edu/index.html), the R-ArticNet database (New Hampshire University; http://www.r-arcticnet.sr.unh.edu/v3.0/index.html) for high latitude basins and the HyBAm dataset (http://www.mpl.ird.fr/hybam/) for the Rio-Amazonas basin. HyBAm is a Franco-Brasilian scientific research program between the "Institut de Recherche pour le Développement" (IRD), the Brazilian "Agencia Nacional de Energia ELetrica" (ANEEL), the University of Brasilia and other partners from France and South America. Nevertheless, the set of monthly streamflow data used for the validation contains no more than 80 river gauges because only sub-basins with drainage areas of at least $10^5 km^2$ and with a minimum observed period of four years are used (Table A.5).

**c. Results**

As already said, six land surface model outputs (Table A.6) driven by both *B0* and *P3* precipitation products are analyzed. For the *B0* runs, Fig. A9 shows that four models (MOSE, SSiB, NOAH, ISBA) drastically overestimate discharges over all North American basins while this trend is less pronounced for NSIP and SWAP. This drastic overestimation is general for every hydrological simulation over European and West Siberian basins, while the simulated discharges of East Siberian basins are in better agreement with observations. For the *P3* runs, both simulated runoff and gauging measurement over North America seem to be more closed except for NSIP and especially SWAP that tend to underestimated observations. Over Europe and West Siberia, the simulated discharge quantities of all models, except SWAP, are generally in better agreement. Over East Siberia, only MOSE and NOAH show good results while other models tend to underestimated gauging measurements. Fig. A.10 compares the simulated and observed annual cycles and synthesizes the monthly discharge dynamic with the efficiency, *Eff*, criteria. Over the Mississippi basin, all *B0* runs show overestimated discharges and poor dynamic scores (except NSIPP). *P3* runs show more acceptable scores except for NSIPP and SWAP that tend to underestimated gauging measurements and SSiB that presents important discharge dynamic problems. Generally, the

same results are observed over the Ob basin, while differences between *B0* and *P3* runs over the Rio-Amazonas basin are less pronounced.

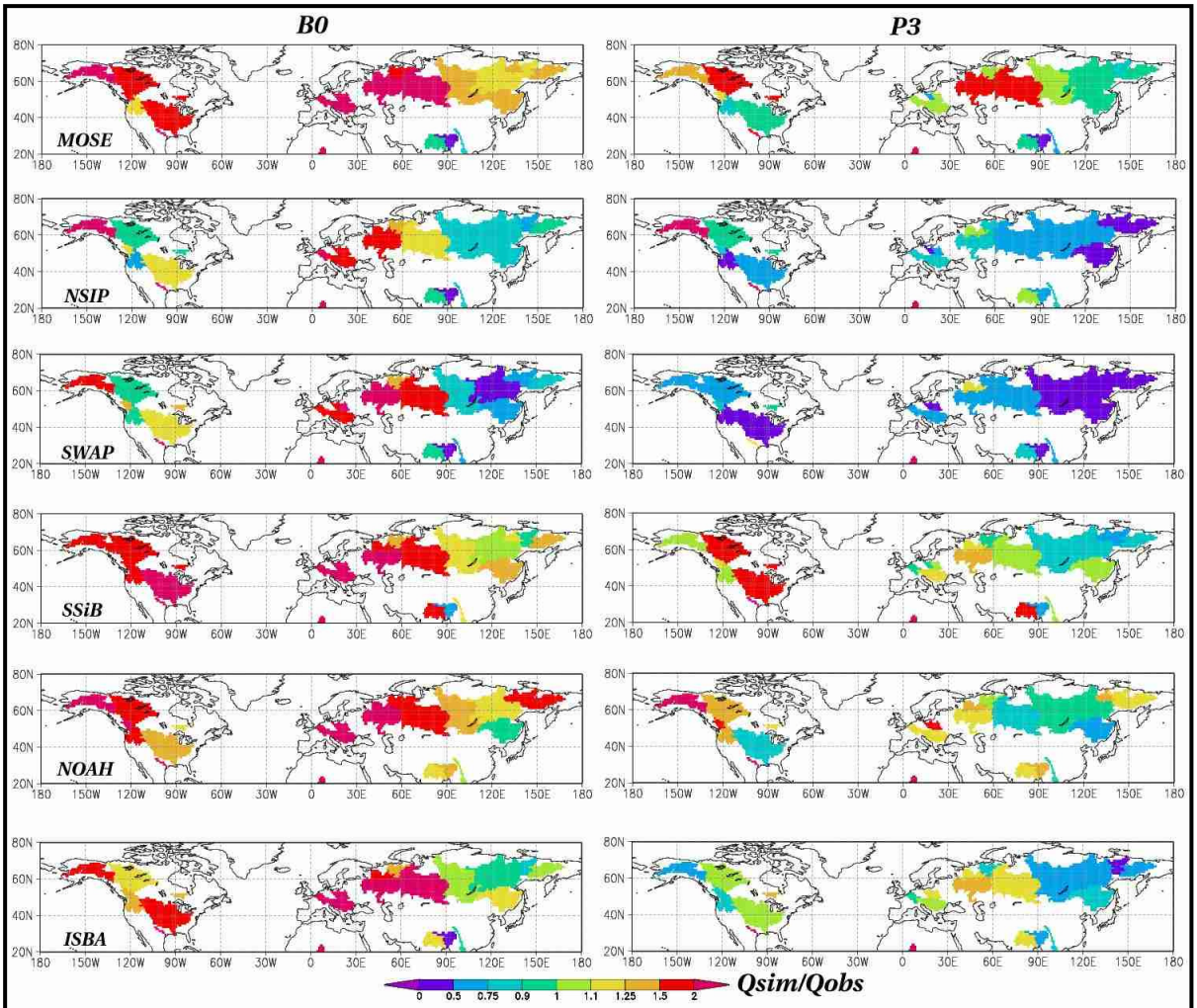



**Figure A.9 – Comparison between mean annual simulated to observed discharges ratios ($Q_{sim}/Q_{obs}$) for *B0* (right panel) and *P3* (left panel) simulations.** This ratio is shown for each downstream gauging station of each northern hemisphere basins given in Table A.1. For all land surface model, reasonable ratio scores are shown in green.

Finally, a global discharge validation based on monthly efficiencies and root mean squares error is also performed (Fig. A.11) with the help of the 80 gauging stations distributed over the globe. These two criteria confirm that generally *P3* runs are significantly better than *B0* simulations even if NSIPP and SWAP seem to be globally less sensitive to precipitation input than the other LSMs.

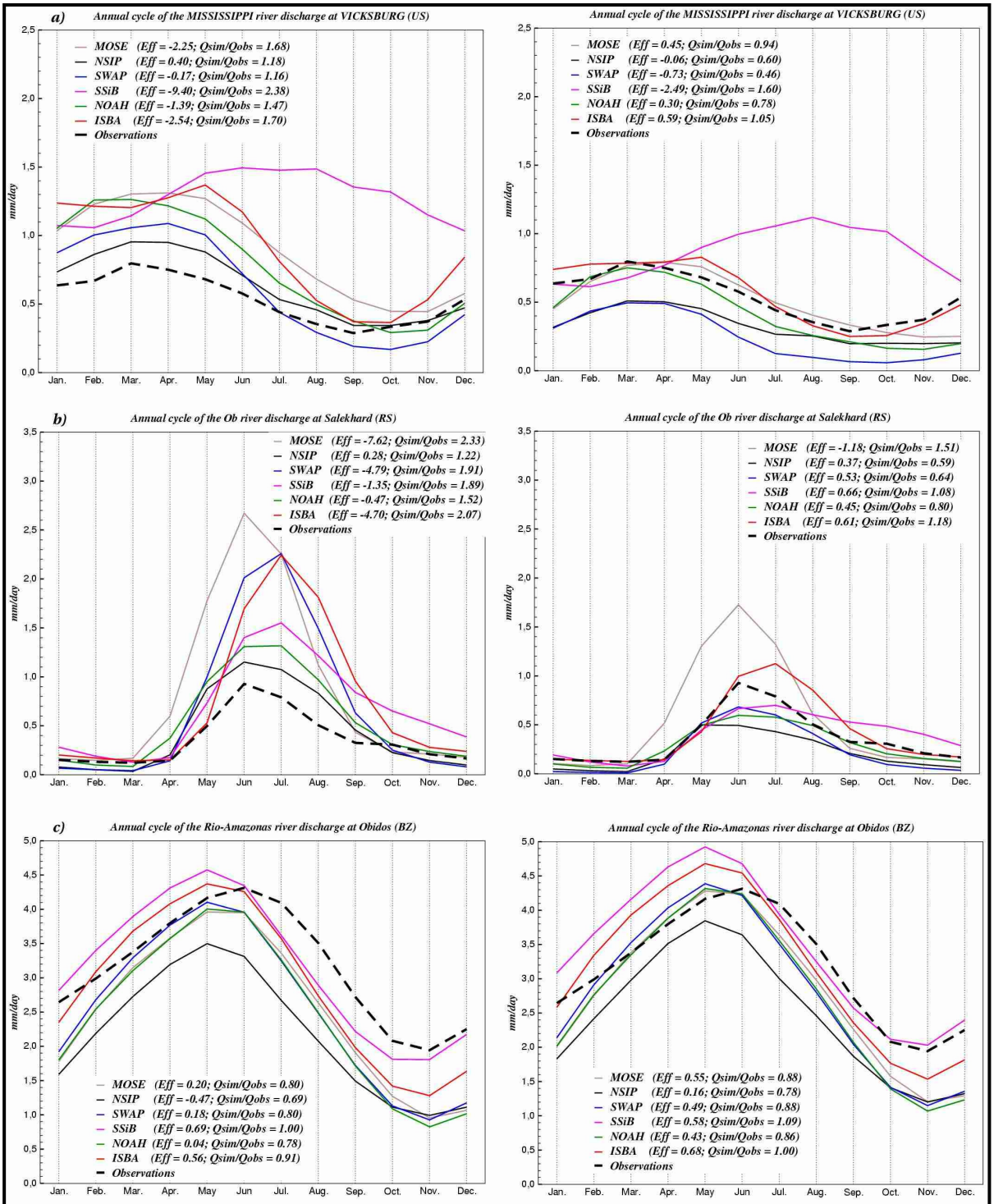



**Figure A.10 – Mean annual cycles comparison between simulated and observed discharges over the Mississippi (a), the Ob (b) and the Rio-Amazonas (c) basins.** Simulations forced with the *B0* precipitation product are shown on the right while simulations driven by the *P3* dataset are shown on the left. Note that monthly efficiencies (*Eff*) shown on each picture is calculated over the whole discharge observation period given in Table 1 and not over the annual cycle. The mean annual ratio between simulated and observed discharges ($Q_{sim}/Q_{obs}$) is also shown.

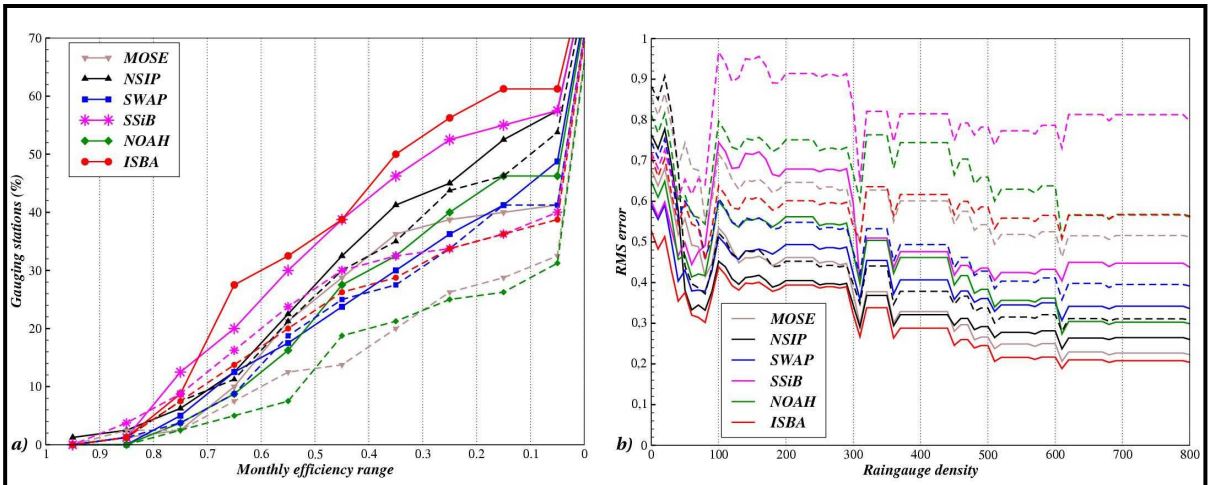



**Figure A.10 – Comparison between *B0* (dashed line) and *P3* (plain line) simulated discharge scores.** (a) The cumulative efficiency distribution of monthly river discharges simulated by each land surface model is calculated with the helps of 80 gauging stations distributed over the globe (Table A.1). (b) The root mean square error (*RMS*) for all simulation is represented according to the rain gauge density at each gauging station. A cumulative average is carried out by taking into account weight of incremental drainage area size where the rain gauge density is superior or equal at each density threshold.

## A.5. Discussion

The results in section A.3 and A.4 indicate that the major sensitivity of the hydrological simulations is due to uncertainties in the precipitation forcing rather than in the other atmospheric variables. Over the Rhône basin, the baseline GSWP-2 total precipitation, *B0*, is overestimated by more than 27 % and the alternative product, *P3*, (without empirical corrections) is underestimated by 9% compared to the more reliable Rhône-AGG analysis. At Viviers, the $\overline{Q}_{sim}/\overline{Q}_{obs}$ ratio shows that the simulations driven with *B0* overestimate the observed discharge by 22% (*RB0*). With the alternative and more realistic *P3* precipitation forcing (*RP3*), the ratio is underestimated by 12%. Furthermore, the basin-mean ratio between the simulated and observed annual discharges also reveals that the observed discharge is overestimated in *RB0* by about 40%, and underestimated by 26% in *RP3* against only an underestimation of 7% for the *Control* run (Fig. A.12). This remark is consistent with the conclusion of Fekete et al. (2003): the uncertainty in precipitation is generally translated to a greater relative error in total runoff.

In order to investigate the impact of such uncertainties on the simulated discharges, one additional set of experiments has been performed over the Rhône basin. Several runs using ISBA driven with the Rhône-AGG atmospheric forcing have been compared in which the SAFRAN precipitation has been uniformly (in both space and time) increased or decreased by 5 to 50% with a step of 5%. The run where the precipitation error is equal to 0% correspond to the *Control* run shown in section 3. The response of the simulated discharges is analysed in term of mean annual relative errors and mean monthly efficiencies (Fig. A.12). Three classes of results are presented considering the stations where the *Control* annual discharges are previously in good agreement with the observation (18% of the gauging stations), underestimated (50%) or overestimated (32%). The relationship between the relative errors in annual precipitation and annual discharges is quasi-linear over the Rhône basin, at least in this interval of precipitation biases (Fig.A.12). For example, at the stations where the *Control* annual discharges are correct, the mean slope of this relationship is equal to 1.7. Moreover, Fig. A.12 shows that the efficiencies decrease more significantly when precipitation is overestimated than when it is underestimated. In other words, the efficiency

criterion is more discriminating when the discharges are overestimated than when they are underestimated. This characteristic can be also observed for the *RMS* criterion (not shown). The results of this experiment are certainly model dependent. For another model than ISBA, the slope of the linear relationship between the relative errors in precipitation and discharge would be probably different. The linearity of this relationship also depends on the Rhône basin characteristics. For a basin like the Niger, where there are strong seasonal inundations, this relation would certainly not be linear. Nevertheless, these results confirm that the uncertainty in precipitation is generally translated to a greater relative error in simulated discharges. The monthly efficiencies also point out that the quality of the hydrological simulations decreases drastically with increasing in precipitation uncertainties. This robust result highlight once again the need of high-quality precipitation datasets for model validation.

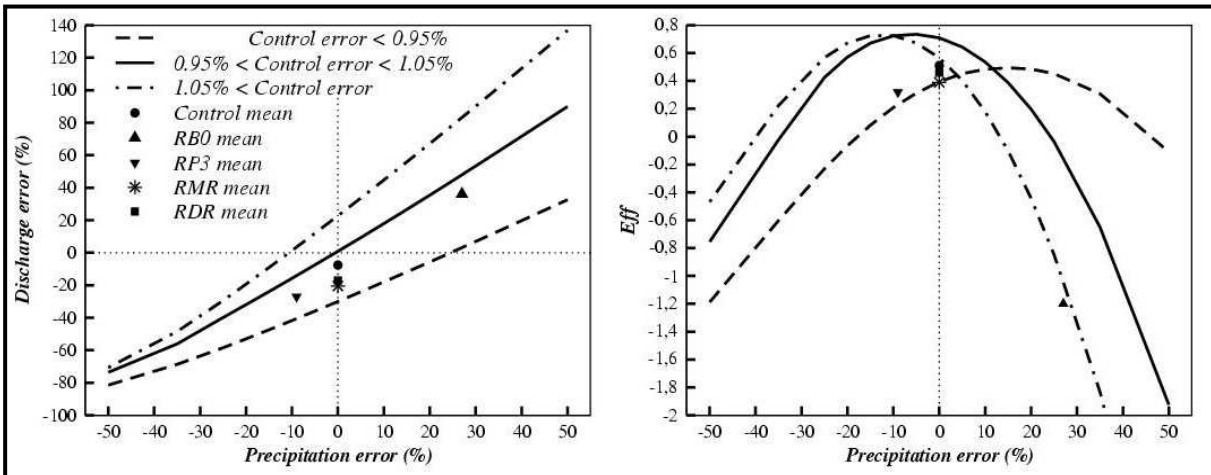



**Figure A.10 – Impact of precipitation errors on the simulated discharges over the Rhône river basin with the ISBA LSM.** These results are obtained using the Rhône-AGG atmospheric forcing in which the SAFRAN precipitation has been uniformly (in both space and time) increased or decreased by 5 to 50% with a step of 5%. A precipitation error of 0% corresponds to the *Control* run shown in section A.3. The responses of the ISBA discharge simulations in term of mean annual errors (left) and mean efficiencies (right) are shown. For each panel, three classes of results are presented considering the stations where the *Control* annual discharges are in good agreement (plain line), underestimated (dashed line) or overestimated (dashed-dotted line). The mean discharge scores for each experiment presented in section A.3 are also shown.

## A.6. Conclusion

The present study focuses on the validation of the atmospheric forcing proposed by GSWP-2 to drive land surface models and, thereby, produce global climatologies of soil moisture, land surface fluxes, and related hydrological quantities. First, this validation is conducted over the French Rhône river basin, which shows a large variety of climate and vegetation types. This basin is a well-instrumented area, where the quality of the GSWP-2 products should be good compared to many high latitude or tropical regions.

The comparison of the GSWP-2 versus Rhône-AGG atmospheric forcing has revealed some systematic biases in precipitation, longwave radiation, air humidity, and wind speed, as well as a relatively poor temporal correlation between the GSWP-2 and Rhône-AGG timeseries at the 3-hourly and daily time scales. The precipitation shows the strongest discrepancies, with a general overestimation of both snowfall and rainfall over the Rhône domain. This deficiency is mainly due to the wind corrections that have been applied to the

baseline GSWP-2 precipitation forcing, *B0*. An alternative precipitation product, *P3*, without wind corrections, reveals indeed a better agreement with the Rhône-AGG data set.

In addition to this direct comparison, a series of off-line hydrological simulations has been conducted over the Rhône basin with the ISBA land surface model driven with either the GSWP-2 or the Rhône-AGG precipitation data. These sensitivity tests represent a powerful tool for providing an indirect regional quality-check of the GSWP-2 database. The simulated runoff has been converted into river discharge with the MODCOU model and the simulated discharges have been validated against a dense network of gauging measurements. The results confirm that the *B0* precipitation product is the main problem of the GSWP-2 database over the Rhône domain. Simulations driven with the Rhône-AGG precipitation, and to a lesser extent with the *P3* product, are consistently better than the sensitivity experiments using the GSWP-2 baseline data. Moreover, other experiments have been performed in which the GSWP-2 precipitation is hybridized or replaced with/by the Rhône-AGG precipitation. Results show reasonable discharge scores and also point out the relevance of daily precipitation intensities for accurate hydrological simulation. Prescribing more realistic precipitation intensities has a positive impact on the simulated discharges. Indeed, besides the monthly precipitation amounts, the intensity distribution of the daily precipitation also shows some systematic errors when the GSWP-2 precipitation products are compared to Rhône-AGG, suggesting that the NCEP/DOE reanalysis is not very reliable for prescribing the daily precipitation frequency. They favor the weak intensities to the detriment of the heavy precipitation events, which result in a strong impact on the interception loss and on the simulated total runoff. So, the quality of the simulated discharges, both at daily and monthly time scale, is better when the Rhône-AGG daily precipitation intensities are used (difference between the *RMR* and *RDR* runs). In other words, the impact of the daily precipitation intensities is not negligible on the quality of the hydrological simulations. A preliminary assessment of another precipitation product where the hybridization is made with the ECMWF 40-year reanalysis shows a relative improvement in this respect.

These results summarize the two main deficiencies of the GSWP-2 atmospheric forcing over the Rhône basin: 1) the baseline precipitation forcing is drastically overestimated in one case, due to very empirical wind corrections; 2) the distribution of precipitation intensities tends to favor evapotranspiration (not shown), so that total runoff and river discharges are underestimated when the *P3* or the hybrid *B0*/Rhône-AGG precipitation forcings are tested.

Secondly, the global comparison between the GSWP-2 baseline precipitation forcing and other available monthly data sets reveals that wind and satellite corrections are generally exaggerated over the mid and high latitudes. Off-line global hydrological simulations from six land surface models, for which the total runoff has been routed with the help of the TRIP river routing model in order to simulate river discharges, confirm this remark. Indeed, the comparison with gauging observations reveals that *B0* runs overestimate significantly the discharges of mid and high latitude basins. Both the Mississippi and Rhône basin results incriminate the wind corrections since GPCC rain gauge network is dense over these regions and then the GPCP corrections are not effective (Eq. A.2). Conversely, the corrections applied to the *B0* product seem to be useful over eastern Siberia for a reasonable discharge simulation. However, GPCP corrections here have probably the most significant effect considering the very low GPCC gauge density (Eq. A.2).

These results point out that the reliability and accuracy of the baseline precipitation forcing remain limited, even in well-instrumented regions like Northeast America and Europe. These conclusions also suggest that the regional or global validation of a land surface

model based on off-line simulations driven by the GSWP-2 baseline products remains a difficult task. Given the uncertainties in this precipitation forcing and their impacts on hydrological simulations, the validation of a modification in the model physics is not easy. This remark should be however tempered. Like it was already shown in GSWP-1, the GSWP-2 database remains very useful and valuable to detect major deficiencies in the land surface models (Dirmeyer et al. 1999; Oki et al. 1999; Boone and Wetzel 1999; Koster et al. 1999). For this purpose, the alternative GSWP-2 precipitation product without wind and satellite correction is strongly recommended, even if this product is not perfect especially over some high latitude regions. Nevertheless, the situation is however much better than in the case of a coupled land-atmosphere experiment in which the systematic errors in the atmospheric forcing are generally much stronger. This recommendation is confirmed by the study of Ngo-Duc et al. (2005b), which shows that a simple precipitation product (NCEP/DOE reanalysis hybridized with CRU-2) improves global hydrological simulations compared to baseline GSWP-2 data. Moreover, this study point that wind corrections should not be applied over well-instrumented area where the quality of the GPCC precipitation is probably much better than in many high-latitude or tropical regions. At the inverse, GPCP satellite corrections over high latitudes, and to a lesser extent wind corrections, seem to be useful for hydrological applications and for simulated realistic river discharges. This remark emphasizes the need to improve the global meteorological analyses that are currently available to drive land surface models. Corrections in monthly precipitation amounts seem to be a reasonable goal to reach in a near future using new satellite observations, while improving daily or 3-hourly precipitation intensities will be certainly a more difficult task.

Besides atmospheric forcing, prescribed soil and vegetation properties are also uncertain at the global scale. Comparisons between ISBA simulations using the ISLSCP-2 or the ECOCLIMAP (Masson et al., 2003) database both at regional and global scale have shown that the simulated discharges can be very sensitive to the land surface parameters, at least over specific basins. Although soil and vegetation parameters have generally a weaker impact on the simulated discharges than the atmospheric forcing, they strongly affect the simulated soil moisture climatology. In other words, realistic simulations of river discharges do not guarantee realistic simulations of soil moisture. The improvement of land surface parameter databases is therefore also important. Nevertheless, the validation of the global hydrological simulations remain difficult for at least three reasons. The first, as already said, is due to the quality of land surface model inputs. The second is relative to the intrinsic uncertainties in land surface parameterizations like, for example, the representation of cold processes (snow pack, soil freezing) that can reduce the quality of the hydrological simulations in the high latitude basins. Finally, global land surface simulations are mainly validated using comparisons between simulated and observed discharges, which depend on river routing models that are also uncertain, and/or using in situ soil moisture observations, that are not necessarily representative at the grid cell scale (Robock et al. 2000). Regarding this last point, recent and future satellite missions based on gravimetric or microwave measurement will enable to bring an additional constraint to the validation of the global hydrological simulations.

# Références


Abramopoulos, F., C. Rosenzweig et B. Choudhury, 1988: Improved ground hydrology calculation for global climate models (GCMs): Soil water movement and evapotranspiration. *J. Climate*, **1**, 921-941.

Adler, R.F., G.J. Huffman, A. Chang, R. Ferraro, P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Susskind, et P. Arkin, 2003: The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-Present). J. Hydrometeor., **4**,1147-1167.

André, J.C., J.P. Goutorbe, et A. Perrier, 1986: HAPEX-MOBILHY, a hydrologic atmospheric pilot experiment for the study of water budget and evapotranspiration flux at the climatic scale. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **67**, 138-144

Arora, V.K., et G.J. Boer, 1999: A variable velocity flow routing algorithm for GCMs, *J. Geophy. Res.*, **104**, 30965-30979.

Arora, V.K., F. Seglenieks, N. Kouwen, et E. Soulis, 2001: Scaling aspects of river flow routing, *Hydrological Processes*, **15**, 461-477.

Baumgartner, A., et E. Reichel, 1975: The world water balance : mean annual global continental and maritime precipitation, evaporation and runoff. *Elsevier*, New York, 179 pp.

Beljaars, A.C.M., P. Viterbo, et M.J. Miller, 1996, The anomalous rainfall over the united states during july 1993: Sensitivity to land surface parametrization and soil moisture anomalies. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 739-805.

Beven, K. J., 1982a: Macropores et water flow in soils. *Wat. Resour. Res.*, **18**, 1311-1325.

Beven, K. J., 1982b: On subsurface stormflow: an analysis of response times. *Hydrolo. Sci. J.*, **27**, 505-521.

Beven, K. J., 1984: Infiltration into a class of vertically non-uniform soils. *Hydrolo. Sci. J.*, **29**, 425-434.

Beven, K. J., 1997: TOPMODEL: A critique. *Hydrol. Process.*, **11**, 1069-1085.

Beven, K. J., et M. J. Kirkby, 1979, A physically-based variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrol. Sci. Bull.*, **24**, 43-69.

Bhumralkar, C.-M., 1975: Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model. *J. Appl. Meteorol.* , **14**, 1246-1258.

Blackadar, A.-K., 1976: Modeling the nocturnal boundary layer. *Proc. Third Symp. on Atmospheric Turbulence, Diffusion and Air Quality* , Boston, Amer. Meteor. Soc., 46-49.

Boone, A., et P. J. Wetzel, 1999: A simple scheme for modeling sub-grid soil texture variability for use in an atmospheric climate model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 317-333.

Boone, A., et Coauthors, 2004: The Rhône-Aggregation land surface scheme intercomparison project: An overview. *J. Climate* , **17**, 187-208.

Boone, A., et P. Etchevers, 2001: An intercomparaison of three snow scheme of varying complexity coupled to the same land surface model : local-scale evaluation at an alpine site. *J. Hydrometeor.* , **2**, 374-394.

Boone, A., J.C. Calvet, et J. Noilhan, 1999: Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force-restore method. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 1611-1630.

Boone, A., V. Masson, T. Meyers, et J. Noilhan, 2000: The influence of the inclusion of soil freezing on simulation by a soil-atmosphere-transfer scheme. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 1544-1569.

Braud, I., J. Noilhan, P. Bessemoulin, P. Mascart, R. Haverkamp, et M. Vauclin, 1993: Baregroung surface heat and water exchanges under dry conditions: Observation and parameterization. *Bound.-Layer Meteor.*, **66**, 173-200.

Brooks, R. H., et A. T. Corey, 1966: Properties of porous media affecting fluid flow. *J. Irrig. Drain. American Soc. Civil Eng.* , **17**, 187-208.

Calvet, J. C., J. Noilhan, J.-L. Roujean, P. Bessemoulin, M. Cabelguenne, A. Olioso and J.-P. Wigneron, 1998a: An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites. *Agric. Forest Meteorol.*, **92**, 73-95.

Calvet, J.-C., et Coauthors, 1999: MUREX: a land-surface field experiment to study the annual cycle of the energy and water budgets. *Ann. Geophysicae*, **17**, 838-854.

Cazenave, A., F. Remy, K. Dominh, et H. Douville, 2000: Global ocean mass variation, continental hydrology and the mass balance of antartica ice sheet at seasonal time scale. *Geo. Res. Let.*, **27**, 3755-3758.

Champeaux, J. L., D. Acros, E. Bazile, D. Giard, J. P. Gourtorbe, F. Habets, J. Noilhan, et J. L. Roujean, 2000: AVHRR-derived vegetation mapping over western Europe for use in numerical weather prediction models. *Int. J. remote Sens*., **21**, 1183-1199.

Chapelon N., H. Douville, P. Kosuth, et T. Oki, 2002: Off-line simulation of the Amazon water balance : a sensitivity study with implications for GSWP. *Climate Dyn*., **19**, 141-154.

Chen, J., et P. Kumar, 2001: Topographic influence on the seasonal and interannual variation of water et energy balance of basin in North America. *J. Climate*, **14**, 1989-2014.

Clapp, R., et G. Hornberger, 1978: Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Wat. Resour. Res.*, **14**, 601-604.

Coe, M.T., 1998: A linked global model of terrestrial hydrologic processes:Simulation of modern rivers, lakes, and wetlands. *J. Geophys. Res.*, **103**, 8885, 8899.

Coe, M.T., 2000: Modeling Terrestrial Hydrological Systems at the Continental Scale: Testing the Accuracy of an Atmospheric GCM. *J. of Climate*, **13**, 686-704.

Cogley, J.G., 1998: GGHYDRO - Global Hydrographic Data, Release 2.2, *Trent Climate Note 98-1*, Department of Geography, Trent University, Peterborough, Ontario, Canada [http://www.trentu.ca/geography/glaciology/glglgghy.htm].

Datin R., 1998: Outils opérationnels pour la prévention des crues rapides : traitement des incertitudes et intégration des prévisions météorologiques. Développement de TOPMODEL pour la prise en compte de la variabilité spatiale de la pluie. Application au bassin versant de l'Ardèche. *Thèse de Doctorat*, Institut National Polytechnique, Grenoble, France, 266 p.

Deardorff, J.-W., 1977: A parametrization of ground-surface moisture content for use in atmospheric prediction model. *J. Appl. Meteor.*, **16**, 1182-1185.

Deardorff, J.-W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, **20**, 1889-1903.

Delire, C., J.-C. Calvet, J. Noilhan, I. Wright, A. Manzi, et C. Nobre 1997: Physical properties of Amazonian soils: Amodeling study using the Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study data. *J. Geophys. Res.*, **102**, 30119-30113.

Dickinson R.-E., A. Henderson-sellers, P.-J. Kennedy, et M.-F. Wilson, 1986: Biosphere-Atmosphere Transfert Scheme (BATS) for the NCAR community climate model. NCAR Tech. Report 275, Nat. Cent. for Atmos. Res., Boulder, Colorado.

Dirmeyer A., A.-J. Dolman, N. Sato, 1999: The Global Soil Wetness Project : A pilot project for global land surface modeling and validation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.,* **80**, 851-878.

Dirmeyer P. A., 2000: Using a global soil wetness dataset to improve seasonal climate simulation. *J. Climate*, **13**, 2900-2922.

Dirmeyer P. A., 2001: An avaluation of the strength of land-atmosphere coupling. *J. Hydrometeor.*, **2**, 329-344.

Dirmeyer, P. A., et F. J. Zeng, 1999: Precipitation infiltration in the Simplified SiB Land Surface Scheme. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 291-303.

Dirmeyer, P.-A., X. Gao, et T. Oki, 2002: The Second Global Soil Wetness Project GSWP2: Science and Implementation Plan. *IGPO publication Series*, **37**, 65 pp, International GEWEX Project Office.

Dirmeyer, P.-A., X. Gao, M. Zhao, Z. Guo, T. Oki, N. Hanasaki, 2005: The Second Global Soil Wetness Project (GSWP-2): Multi-Model Analysis and Implications for our Perception of the Land Surface. *COLA Technical Report*, **185**, 46 pp [http://grads.iges.org/gswp/].

Douville H., 1995: La neige et sa parametrisation dans les simulations climatiques. *Thèse de Doctorat*, Université Paul Sabatier, Toulouse, France, 268pp.

Douville H., 1998: Validation and sensitivity of the global hydrologic budget in stand-alone simulation with the ISBA land-surface sceme. *Climate Dyn*., **14**, 131-171.

Douville H., P. Viterbo, J-F. Mahfouf, A.C.M. Beljaars, 2000c: Validation of the optimum interpolation technique for sequential soil moisture analysis using FIFE data. *Monthly Weather Review*, **128**,1733-1756.

Douville H., S. Planton, J-F. Royer, D.B Stephenson, S. Tyteca, L. Kergoat, S. Lafont, et R.A. Betts, 2000b: Importance of vegetation feedbacks in doubled-CO2 time-slice experiments. *J. Geophys. Res.*, **105**, 14841-14861.

Douville, H. 2002: Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part II: Interannual variability. *J. Climate*, **15**, 701-720.

Douville, H., 2003: Assessing the influence of soil moisture on seasonal climate variability with AGCMs. *J. Hydrometeor.*, **4**, 1044-1066.

Douville, H., et F. Chauvin 2000: Relevance of soil moisture for seasonal climate predictions: A preliminary study. *Climate Dyn.*, **16**, 719-736.

Douville, H., F. Chauvin, et H. Broqua 2001: Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part I: Mean monsoon and daily precipitation. *J. Climate*, **14**, 2381-2403.

Douville, H., F. Chauvin, et H. Broqua 2001: Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part I: Mean monsoon and daily precipitation. *J. Climate*, **14**, 2381-2403.

Douville, H., F. Chauvin, S. Planton, J.-F. Royer, D. Salas-Mélia, et S. Tyteca, 2002: Sensitivity of the hydrological cycle to increasing amounts of greenhouse gases and aerosols. *Climate Dyn.*, **20**, 45-68.

Douville, H., J-F. Royer, et J-F. Mahfouf 1995: A new snow parameterization for the Météo-France climate model. Part I: validation in stand-alone experiments. *Climate Dyn.*, **12**, 21-35.

Douville, H., J-F. Royer, J. Polcher, P. Cox, N. Gedney, D.B. Stephenson, et P. Valdes, 2000a: Impact of CO2 doubling on the Asian summer monsoon: robust versus model-dependent responses. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol.**78**, 421-439.

Ducharne, A., C. Golaz, E. Leblois, K. Laval, J. Polcher, E. Ledoux, et G. de Marsily, 2003: Development of a high resolution runoff routing model, calibration and application to assess runoff from the LMD GCM. *J. Hydrol.*, **280**, 207-228.

Ducharne, A., D. R. Koster, M. J. Suarez, M. Stieglitz, et P. Kumar, 2000: A catchement-based approach to modeling land surface process in a general circulation model: 2. Parameter estimation and model demonstration. *J. Geophys. Res.*, **105**, 24 823-24 838.

Ducoudé, N., K. Laval, et A. Perrier, 1993: SECHIBA, a new set of parametrizations of the hydrologic exchanges at the land/atmosphere interface within the LMD atmospheric general circulation model. *J. Climate*, **2**, 248-273.

Dümenil, L., et E. Todini, 1992: A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model. *Adv. Theor. Hydrol.* , **9**, 129-157.

Durand, Y., E. Brun, L. Méridol, G. guyomarc'h, B. Lesaffre, et E. Martin, 1993: A meteorological estimation of relevant parameters for snow schemes used with atmospheric models. *Ann. Glaciol.*, **18**, 65-71.

Eltahir, E.-A.-B., et R.-L. Bras, 1996: Precipitation recycling. *Rev. Geophys.*, **34**, 367-378.

Entekhabi, D., et P.S. Eagleson, 1989: Land surface hydrology parameterization for atmospheric general circulation models including subgrid spatial variability. *J. climate*, **2**, 816-831.

Entin, J.K., A. Robock, K.Y. Vinnikov, V. Zabelin, S. Liu, A. Namkhai and Ts. Adyasuren, 1999: Evaluation of Global Soil Wetness Project Soil Moisture Simulations, *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 183-198.

Essery, R. L., M. J. The best, A. Betts, P. M. Cox, et C. M. Taylor, 2003: Explicit representation of subgrid heterogeneity in a GCM land surface scheme. *J. Hydrometeor.* , **4**, 530-543.

Etchevers, P., 2000: Modélisation du cycle continental de l'eau à l'échelle régionale: impact de la modélisation de l'enneigement sur l'hydrologie du bassin versant du Rhône. *Thèse de Doctorat*, Université Paul Sabatier, Toulouse, France, 361 p.

Etchevers, P., C. Colaz, et F. Habets, 2001: Simulation of the water budget and the rivers flows of the Rhône basin from 1981 to 1994. *J. Hydrol.*, **244**, 60-85.

Famiglietti, J. S., et E. F. Wood, 1991: Evaporation and runoff from large areas: Land surface hydrology for atmospheric general circulation model. *Surv. Geophys.*, **12**, 179-204.

Famiglietti, J. S., et E. F. Wood, 1994a: Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. *Wat. Resour. Res.*, **30**, 3061-3078.

Famiglietti, J.S., et Wood E.F., 1994b: Application of multiscale water and energy balance models on a tallgrass prairie, *Wat. Resour. Res.*, **30**, 3079-3093.

Fan Y, Wood EF, Baeck ML, Smith JA, 1996: The fractional coverage of rainfall over a grid:

Analyses of NEXRAD data over the southern plains. Water Resour. Res. 32: 2787-2802.

Fekete, B. M., C. J. Vörösmarty, J. O. Road, et C. J. Willmott 2003: Uncertainties in Precipitation and their impacts on runoff estimates. *J. Climate*, **17**, 294-304.

Foley, J. A., S. Levis, I. C. Prentice, D. Pollard, et S. L. Thompson, 1998: Coupling dynamic models of climate and vegetation. *Global Change Biology*, **4**, 561-579.

Foster, J., G. Liston, R.D. Koster , R. Essery, H. Behr, L. Dümenil, D. Verseghy, S. Thompson, D. Pollard, et J. Cohen, 1996: Snow cover and snow mass intercomparisons of general circulation models and remotely sensed datasets. *J. Climate*, **9**, 409-426.

Gaiser, R. N., 1952: Root chanels and roots in forest soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **16**, 62-65.

Gautschi, W., 1979: Acomputational procedure for incomplete GAMMA functions. *ACM Trans. Math. Software*, 482-489. [Available on-line at: http://www.netlib.org/].

Gedney, N., et P. M. Cox, 2003: The sensitivity of global climate model simulations to the representation of soil moisture heterogeneity. *J. Hydrometeor.* , **4**, 1265-1275.

Gedney, N., P.M. Cox, H. Douville, J. Polcher, et P.J. Valdes, 2000: Characterising GCM land surface schemes to understand their responses to climate change. *J. Climate*, **13**, 3066-3079.

Giordani, H., J. Noilhan, P. Lacarrère, et P. Bessemoulin, 1996: Modeling the surface processes and the atmopheric boundary layer for semi-arid conditions. *Agric. For. Meteor.*, **80**, 263-287.

Giordano, A., 1992: CORINE soil erosion risk and important land resources of the European communoty. EUR Tech Rep. 13233 EN, 97 pp.

Goulet L., 2000, Apport d'une représentation physique des processus de surface pour la pévision des risques méditerranéens : les feux de forêt et les crues rapides, *Technical Report 716*, Ecole National de la Météorologie, Toulouse, France.

Gourtorbe, J.P., J. Noilhan, P. Lacarrère, et I. Braud, 1997: Modeling of the atmospheric column ovre the central sites of Hapex-Sahel. *J. Hydrol*., **188-189**, 1017-1039.

Gusev, Ye. M., and O. N. Nasonova, 2003: The simulation of heat and water exchange in the boreal spruce forest by the land-surface model SWAP. *J. Hydrol.*, **280**, 162-191.

Habets, F., 1998: Modélisation du cycle continental de l'eau à l'échelle régionale. Application aux bassins versant de l'Adour et du Rhône. *Thèse de Doctorat*, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

Habets, F., et G. M. Saulnier, 2001: Subgrid runoff parameterization. *Phys. Chem. Earth*, **26**, 455-459.

Habets, F., J. Noilhan, C. Golaz, J.P. Goutorbe, P. Lacarrère, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, C. Ottlé, and D. Vidal-madjar, 1999a: The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the HAPEX-MOBILHY area. Part I: Model and database. *J. Hydrol.*, **217**, 75-96.

Habets, F., J. Noilhan, C. Golaz, J. P. Goutorbe, P. Lacarrère, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, C. Ottlé, et D. Vidal-Madjar, 1999b: The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the HAPEX-MOBILHY area Part II: Simulation of streamflows and annual water budget. *J. Hydrol*., **217**, 97-118.

Habets, F., P. Etchevers, C. Golaz, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, J. Noilhan, et C. Ottlé, 1999c: Simulation of the water budget and the river flows of the Rhône basin. *J. Geophys. Res.*, **104**, 31 145-31 172.

Habets, F., P. LeMoigne, et J. Noilhan, 2004: On the utility of operational precipitation forecasts to served as input for streamflow forecasting. *J. Hydrol.*, **293**, 270-288.

Hagemann, S., et L. Dümenil, 1998: A parametrization of the lateral waterflow for the global scale. *Clim. Dyn.*, **14**, 17-31.

Harr, R. D., 1977: Water flows in soil and subsoil on a steep forested slope. *J. Hydrol.*, **33**, 37-58.

Henderson-Sellers, A., 1996: Soil moisture: A critical focus for global change studies, *Global Planet. Change*, **13**, 3-10.

Henderson-Sellers, A., A., Yang, Z.-L., et Dickinson, R.E., 1993: The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **74**, 1335-1349.

Hornberger, G. M., J.-P. Raffensperger, P.-L. Wiberg, et K.-N. Eshleman, 1998: Elements of physical hydrology. The Johns Hopkins University Press [on-line at: http://www.press..jhu.edu/], 302 pp.

Jacquemin, B., et J. Noilhan, 1990: Validation of a land surface parameterization using HAPEX-MOBILHY data set. *Bound.-Layer Meteorol.*, **52**, 93-134.

Kerr, Y. H., Waldteufel, P., Wigneron, J. P., Martinuzzi, J. M., Font, J., et M. Berger 2001: Soil Moisture Retrieval from Space : The Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) Mission. *IEEE Geoscience and Remote Sensing*, **39**, 1729-1735.

King, D., C. Lebas, M. Jamagne, R. Hardy, et J. Draoussin, 1995: base de données géographiques des sols de France à l'échelle 1/1000000 (Geographical Soil Database for France at a scale of 1/1000000). Institut National de Recherches Agronomiques (INRA) Tech. Rep., orleans, France, 100 pp.

Kirkby, M. J., 1997: TOPMODEL: A personal view. *Hydrol. Process.*, **11**, 1087-1097.

Koster, D. R., et M. J. Suarez, 1992: Modeling the land surface boudary in climate models as a composite of independent vegetation stands. *J. Geophys. Res.*, **97**, 2697-2715.

Koster, D. R., T. Oki, et M. J. Suarez, 1999: The off-line validation of land surface models: Assessing Success at the Annual Timescale. J. Meteor. Soc. Japan, **77**, 257-263.

Koster, D. R., M. J. Suarez, et M. Heiser, 2000a: Variability and predictability of precipitation at seasonal to interannual time-scales. *Hydrometeor.*, **1**, 26 -46.

Koster, D. R., M. J. Suarez, A. Ducharne, M. Stieglitz, et P. Kumar, 2000b: A catchement-based approach to modeling land surface process in a general circulation model: 1. Model structure. *J. Geophys. Res.*, **105**, 24 809-24 822.

Koster, D. R., P. A. Dirmeyer, A. N. Hahmann, R. Ijpelaar, L. Tyahla, P. Cox, et M. J. Suarez, 2002: Comparing the degree of land-atmosphere interaction in four atmospheric general circulation model. *J. Hydrometeor.* , **3**, 363-375.

Koster, R. D., et P. C. D. Milly, 1997: The interplay between transpiration and runoff formulations in land surface schemes used with atmospheric models. *J. Climate.*, **10**, 1578-1591.

Kouraev A., E. A.Zakharova, O. Samain, N. Mognard-Campbell and A. Cazenave, 2004: Ob' river discharge from Topex/Poseidon satellite altimetry, *J. Remote Sensing & Environment,* **93**, 238-245.

Ledoux, E., 1980: Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique. *Thèse de Doctorat*, Ecole Nationale Supérieure des Mines Université-Paris-VI, Paris & Fontainebleau, France.

Ledoux, E., G. Girard, G. de Marsily, et J. Deschenes, 1989: Spatially distributed modeling: conceptual approach, coupling surface water and ground water, NATO, ASI Series C, Vol. 275, Ed. by Morel-Seytoux, Kluwer Acad., Norwell, Mass.., pp. 435-454.

Levis, S., M. Coe, et J. Foley, 1996: Hydrologic budget of a land surface model: a global application, *J. Geophys. Res.*, **101**, 16921-16930.

Li, H., A. Robock, S. Liu, X. Mo, et P. Viterbo, 2005: Evaluation of Reanalysis Soil Moisture Simulations Using Updated Chinese Soil Moisture Observations. *J. of Hydrometeor.*, **6**, 180-193.

Liang, X., D. P. Lettenmaier, E. F. Wood, et, S. J. Burges, 1994: A simple hydrologicaly based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *J. Geophys. Res.*, **99**, 14 415-14 428.

Liang, X., D.P. Lettenmaier, et E.F. Wood, 1996a: A one-dimensional statistical dynamic representation of subgrid spatial variability of precipitation in the two-layer variable infiltration capacity model, *J. Geophys. Res.*, **101**, 21403-21422,.

Liang, X., E.F. Wood, et D.P. Lettenmaier, 1996b: Surface soil moisture parameterization of the VIC-2L model: Evaluation and modifications, *Global Planet. Change*, **13**, 195-206.

Liston, G. E., Sud, C., et Wood, E. F., 1994: Evaluating GCM land surface hydrology parameterizations by computing river discharges using a runoff routing model : application to the Mississipi basin. *J. Appl. Meteorol.*, **33**, 394-405.

Lohmann, D., et Coauthors, 1998: The Project for Intercomparaison of Land-Surface Parameterization Schemes (PILPS) Phase-2c Red-Arkansas River Bassin experiment: III. Spatial and temporal analysis of water fluxes. *Global Planet. Change*, **19**, 161-180.

Lucas-Picher, P., V.K. Arora, D. Caya, et R. Laprise, 2003: Implementation of a large-scale variable velocity flow routing algorithm in the Canadian Regional Climate Model (CRCM), *Atmosphere-Ocean*, **41**, 139-153.

Mahfouf, J.-F., A. O. Manzi, J. Noilhan, H. Giordani, et M. Déqué, 1995: The land surface scheme ISBA within the Météo-France climate ARPEGE. Part I: Implementation and preliminary results. *J. Climate*, **8**, 2039-2057.

Mahfouf, J.-F., et J. Noilhan, 1991: Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in situ data. *J. Appl. Meteorol.*, **9**, 351-362.

Mahfouf, J.-F., et J. Noilhan, 1996: Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the force-restore method. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 987-992.

Manabe, S., 1969: Climate and ocean circulation 1. The atmoosphéric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 739-805.

Manzi, A. O., et S. Planton, 1994: Implementation of the ISBA parameterization scheme for land surface processes in a GCM: An annual cycle experiment. *J. Hydrol.*, **155**, 355-389.

Masson, V., J.L. Champeaux, F. Chauvin, C. Mériguet, et R. Lacaze, 2003 : A global database of land surface parameters at 1km resolution for use in meteorological and climate models. *J. Climate*, 16, 1261-1282.

Miller, J. R., G. L. Russel, et G. Caliri, 1994: Continental-scale river flow in climate models. *J. Climate*, **7**, 914-928.

Milly, P.-C.-D., A. Cazenave, et M.-C. Gennero, 2003: Contribution of climate-driven change in continental water storage to recent sea level rise. *Proceedings National Academy Science*, **100**, 13158-13161.

Mitchell, T.D., T.R. Carter, P.D. Jones, M. Hulme, M. New, 2003: A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed record (1901-2000) and 16 scenarios (2001-2100). *Journal of Climate*: submitted.

Mocko, D. M., G. K. Walker, et Y. C. Sud, 1999: New snow-physics to complement SsiB Part II: Effect on soil moisture initialization and simulated surface fluxes, precipitation and hydrology of GEOS II GCM. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 349-366.

Montaldo, N., et J. D. Albertson, 2001: On the use of the force-restore SVAT moodel formulation for stratified soils. *J. Hydrolmeteor.*, **2**, 571-578.

Nash, J.E., et J. V. Sutcliffe, 1970: River flow forecasting through conceptual models, 1, A discussion of principales. *J. Hydro.*, **10**, 282-290.

Ngo-Duc, T., K. Laval, J. Polcher, et A. Cazenave, 2005a: Contribution of continental water to sea level variations during the 1997-1998 El Niño Southern Oscillation event: Comparison between Atmospheric Model Intercomparison Project simulations and TOPEX/Poseidon satellite data. *J. Geophys. Res.*, **110**, D09103, doi:10.1029/2004JD004940.

Ngo-Duc, T., J. Polcher, and K. Laval (2005b) A 53-year forcing data set for land surface models. *J. Geophys. Res.*, **110**, D06116, doi:10.1029/2004JD005434.

Niu, G.-Y., et Z.-L. Yang, 2003: The versatile integrator of surface atmospheric processes (VISA) Part II: Evaluation of three topography-based runoff schemes. *Global Planet. Gange*., **38**, 175-189.

Noilhan, J., et J.-F. Mahfouf, 1996: The ISBA land surface parametrization scheme. *Global Planet. Gange*, **13**, 145-159.

Noilhan, J., et P. Lacarrère, 1995: GCM gridscale evaporation from mesoscale modeling. *J. Climate*, **8**, 206-223.

Noilhan, J., et S. Planton, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536-549.

Oki, T., et Y.C. Sud, 1998: Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP). A global river chanel network. *Earth Interaction 2.* [http://EarthInteractions.org/].

Oki, T., T. Nishimura, et P. Dirmeyer, 1999: Assessment of annual runoff from land surface models using Total Runoff Integrating Pathways (TRIP). *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 235-255.

Pellenq J., 2002: Couplage de la modélisation hydrologique avec la modélisation des Transferts Sol-Végétation-Atmosphère. Application à la spatialisation de données du satellite SMOS. *Thèse de doctorat*, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

Peters-Lidard, C. D., M. S. Zion, et E. F. Wood, 1997: A soil-vegetation-atmosphere transfer scheme for modeling spatially variable water and energy balance processes. *J. Geophys. Res.*, **102**, 4303-4324.

Prigent, C., E. Matthews, F. Aires, et W.-B. Rossow, 2001: Remote sensing of global wetland dynamics with multiple stellite data sets. *Geo. Res. Let.*, **24**, 4631-4634.

Prigent, C., F. Aires, W. B. Rossow, et A. Robock, 2005: Sensitivity of satellite microwave and infrared observations to soil moisture at a global scale: Relationship of satellite observations to in situ soil moisture measurements, *J. Geophys. Res.*, **110**, D07110, doi:10.1029/2004JD005087.

Ramillien G., F. Frappart, et A. Cazenave, 2005: Time variations of land water storage from an inversion of 2 years of GRACE geoids. *Earth Planet. Sci. Lett.* , (in press).

Robinson, D.A., 1993 : hemispheric snow cover from satellites. Ann. Glaciol., **17**, 367-371

Robock, A., K. Y. Vinnikov, G. Srinivasan, J. K. Entin, S. E. Hollinger, N. A. Speranskaya, S. Liu, et A. Namkhai, 2000: The Global Soil Moisture Data Bank. Bull. *Amer. Meteorol. Soc.*, **81**, 1281-1299.

Rodell M., et J. S. Famiglietti, 1999: Detectability of variations in continental water storage from satellite observations of the time dependent gravity field. *Wat. Resour. Res.*, **35**, 2705-2723.

Rodell, M., P. R. Houser, U. Jambor, J. Gottschalck, K. Mitchell, C.-J. Meng, K. Arsenault, B. Cosgrove, J. Radakovich, M. Bosilovich, J. K. Entin, J. P. Walker, D. Lohmann, et D. Toll, 2004: The Global Land Data Assimilation System, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**, 381-394.

Saulnier, G. M., et R. Datin, 2004: Analytical solving of a bias in the TOPMODEL framework water balance. *Hydrol. Process*, **18**, 1195-1218.

Sellers P.-J., Y. Mintz, Y.-C.Sud, et A. Dalcher, 1986: A Simple Biosphere model (SiB) for use within general circulation models, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 505-531.

Seufert, G., P. Gross, C. Simmer, et E.F. Wood, 2002: The influence of hydrologic modeling on the predicted local weather: Two-way coupling of a mesoscale weather prediction model and a land surface hydrologic model. *J. Hydrometeor.*, **3**, 505-523.

Sivapalan, M., K. J. Beven, et E. F. Wood, 1987: On hydrologic similarity: 2. A scaled model of storm runoff production, *Water Resour. Res.*, **23**, 2266-2278.

Stieglitz, M., D. Rind, J. Famiglietti, et C. Rosenzweig, 1997: An efficient approach to modeling the topographic control of surface hydrology for regional and global climate modeling. *J. Climate*, **10**, 118-137.

Sud, Y. C., et D. M. Mocko (1999), New snow-physics to complement SsiB Part I: Design and evaluation with ISLSCP Initiative I datasets. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 335-348.

UNESCO, 1978: Worlde Water balance and Water resources of the Earth, *UN Educat Sci Cult Org*, Paris, 663pp.

Vérant, S., K. Laval, J. Polcher, et M. De Castro, 2004: Sensitivity of the continental hydrological cycle to the spatial resolution over the Iberian peninsulia. *J. Hydrometeor.*, **5**, 267-285.

Voirin-Morel S., 2003: Modélisation distribuée des flux d'eau et d'énergie et des débits à l'échelle régionale du bassin Adour-Garonne. Université Paul Sabatier, Toulouse, France.

Vörösmarty, C. J., B. Moore, A. L. Grace, M. P. Gildea, J. M. Melillo, B. J. Peterson, E. B. Rastetter, et P. A. Steudler, 1989: Continental scale models of water balance and fluvial transport : an application to South America. *Global Biogeochemical Cycles*, **3**, 241-265.

Wagner, W., G. Lemoine, et H. Rott, 1999: A Method for Estimating Soil Moisture from ERS Scatterometer and Soil Data, *Remote Sens. Environ.*, **70**, 191-207.

Warrach, K., M. Stieglitz, H.-T. Mengelkamp, et E. Raschke, 2002: Advantages of topographically controled Runoff simulation in a Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer model. *J. Hydrometeor.*, **3**, 131-148.

Wetzel P., X. Liang, P. Irannejad, A. Boone, J. Noilhan, Y. Shao, C. Skelly, Y. Xue, et Z.-L. Yang, 1996: Modeling vadose zone liquid water fluxes: Infiltration, runoff, drainage, interflow. *Planet. Gange*, **13**, 57-71.

Wetzel, P. J., et J.-T. Chang, 1987: Concerning the relationship between evapotranspiration and soil moisture. *J. Climate Appl. Meteor.*, **26**, 18-27.

Willmott, C.J., C.M. Rowe, et Y. Mintz, 1985: Climatology of the terrestrial seasonal water cycle. *J. Climatol.*, **5**, 589-606.

Wolock, D. M., et G. J. McCabe, 2000: Differences in topographic characteristics computed from 100- and 1000m resolution digital elevation model data. *Hydrolo. Process.*, **14**, 987-1002.

Wood, E. F., D. P. Lettenmaier, et V. G. Zartarian, 1992: A land-surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models. *J. Geophys. Res.*, **97**, 2717-2728.

Wood, E.F., et Coauthors, 1998: The Project for Intercomparaison of Land-Surface Parameterization Schemes (PILPS) Phase-2c Red-Arkansas River Bassin experiment: I. Experiment description and summary intercomparisons. *Global Planet. Change*, **19**, 115-135.

Xie and Arkin, 1996: Analyses of Global Monthly Precipitation Using Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Predictions. *J. Climate*, **9**, 840-858.

Xue Y., P.J. Sellers, J.L. Kinter, et J. Shukla, 1991: A simplified biosphere model for global climate studies, *J. Climate*, **4**, 345-364.

Yang, Z.-L. et G.-Y. Niu, 2003: The versatile integrator of surface atmospheric processes (VISA) Part 1: Model description. *Global Planet. Gange.*, **38**, 175-189.

Yu, Z., 2000: Assessing the response of subgrid hydrologic processes to atmospheric forcing with a hydrologic model system. *Global Planet. Gange.*, **25**, 1-17.

Zhao M. et P. A. Dirmeyer, 2003: Production and analysis of GSWP-2 Near-Surface Meteorology Data Sets. *COLA technical report 159*, Center for Ocean-Land-Atmosphere studies, Calverton, US**,** 36 pp, [http://grads.iges.org/gswp/]

Zhao, R. J., 1977: The Xinanjiang model applied in China. *J. Hydrol.*, **134**, 317-381.

TITLE :

# Devellopment and validation of a global hydrological modelling including the sub-grid effects and the representation of floodplains.


## Abstract :

The global hydrological modelling of the CNRM depend on the ISBA land surface model, which typically calculates the water budget on grid cells going from 20 to 500 km on side, and on the TRIP river routing model, which converts the daily total runoff into discharge. With these resolutions, the sub-grid distribution of the land surface characteristics and atmospheric fluxes has a significant impact on the simulated water budget. Then, several original or pre-existent parameterizations of these sub-grid processes were tested with success in off-line mode at both the regional and global scale. Nevertheless, the global scale validation remains sometimes problematic due to uncertainties related to precipitations, land surface parameters and modelling of certain processes such the representation of the floodplains in TRIP. Thus, this underlines the interest of the future satellite missions for better constrain our hydrological modelling.

AUTEUR : DECHARME Bertrand

TITRE : Développement et validation d'une modélisation hydrologique globale incluant les effets sous maille et la représentation des zones inondées.

DIRECTEUR DE THESE : NOILHAN Joel

LIEU ET DATE DE SOUTENANCE : Salle de conférence du CNRM/Météo-France, le 11 novembre 2005

---

# RESUME

La modélisation hydrologique globale du CNRM repose sur le modèle de surface ISBA qui calcule un bilan hydrique sur des mailles allant typiquement de 20 à 500 km de côté et sur le modèle de routage TRIP qui permet de convertir le ruissellement quotidien en débit. A ces résolutions, la répartition sous maille des caractéristiques de la surface et des flux atmosphériques a un fort impact sur les bilans d'eau simulés. Plusieurs paramétrisations des effets sous maille originales ou préexistantes ont alors été testées avec succès en mode forcé à l'échelle régionale et globale. Néanmoins, la validation globale reste parfois problématique en raison des incertitudes liées aux précipitations, aux paramètres de surface et à la modélisation de certains processus tel la représentation des zones inondées dans TRIP. Ceci souligne donc l'intérêt des futures missions satellitaires pour mieux contraindre nos modélisations hydrologiques.

---

MOTS CLEFS : hydrologie, modèle de surface, échelle spatiale, variabilité sous maille, paramétrisations, eau du sol, débits, modèle de routage des fleuves

DISCIPLINE : Hydrologie de surface

LABORATOIRE : Centre National de la Recherches Météorologiques, Météo-France
42 av. G. Coriolis, 31057 TOULOUSE Cedex, FRANCE