



HAL
open science

Le cycle de l'eau : modélisation de l'hydrologie continentale, étude de ses interactions avec le climat

Agnès Ducharne

► **To cite this version:**

Agnès Ducharne. Le cycle de l'eau : modélisation de l'hydrologie continentale, étude de ses interactions avec le climat. Climatologie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1997. Français. NNT : . tel-00560615

HAL Id: tel-00560615

<https://theses.hal.science/tel-00560615>

Submitted on 28 Jan 2011

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.

THÈSE de DOCTORAT de l'UNIVERSITÉ PARIS 6

présentée par

Agnès DUCHARNE

pour obtenir le grade de Docteur de l'Université Paris 6

Spécialité : ÉCOLOGIE

Sujet de thèse

**Le cycle de l'eau :
modélisation de l'hydrologie continentale,
étude de ses interactions avec le climat.**

Soutenue le 13 juin 1997 devant le jury composé de :

Président : M. Ghislain de MARSILY

Rapporteurs : M. Serge PLANTON

M. Bernard SAUGIER

Examineurs : Mme Katia LAVAL

M. Etienne LEBLOIS

M. Hervé LE TREUT

M. Pedro VITERBO

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier très sincèrement Katia LAVAL, qui m'a offert ce sujet de thèse. Elle a su diriger mon travail en me laissant une grande liberté, dont celle de me tromper, mais nos discussions m'ont toujours permis de ne pas poursuivre trop loin dans des directions stériles. Je lui suis très reconnaissante de cette attitude, car c'est ainsi que j'ai compris, et apprécié, la recherche. Je tiens également à remercier chaleureusement Jan POLCHER. Il m'a été d'une aide précieuse pour comprendre le code du Modèle de Circulation Générale, et il a toujours répondu sans s'agacer à mes questions intempestives. Il m'a également beaucoup appris sur la rédaction scientifique.

Les deux directeurs successifs du Laboratoire de Météorologie Dynamique, Robert SADOURNY et Claude BASDEVANT, m'ont accueillie au laboratoire, et permis de travailler dans d'excellentes conditions. Je leur en suis très reconnaissante.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à tous les membres du jury : à Hervé LE TREUT et Pedro VITERBO, ce dernier n'ayant pas hésité à traverser le Channel pour assister à la soutenance, à Serge PLANTON et Bernard SAUGIER qui ont accepté la dure tâche de rapporteur. Leurs commentaires à tous ont notablement amélioré ce manuscrit. Je tiens à remercier tout particulièrement Ghislain DE MARSILY, qui a suivi mon travail depuis le début, et dont le soutien et les conseils m'ont été précieux pour le travail de modélisation des débits. Ce travail n'aurait pas été possible sans Etienne LEBLOIS, qui m'a initiée à l'utilisation d'un Système d'Information Géographique, et m'a beaucoup appris sur l'hydrologie. Il m'a aussi accueillie très chaleureusement à Lyon, et je lui en suis très reconnaissante, ainsi qu'à Guy OBERLAIN, et toutes les personnes du Cemagref de Lyon.

Le travail de modélisation des débits exposé dans la dernière partie de cette thèse n'aurait pas davantage été possible sans la collaboration d'Emmanuel LEDOUX et de Catherine GOLAZ-CAVAZZI. Le premier a fourni le modèle hydrologique qui a basé ce travail, et la seconde, un travail important pour l'adapter aux contraintes liées au Modèle de Circulation Générale. Le travail avec Catherine fut un vrai travail d'équipe, et au travers de nos nombreuses discussions scientifiques est née une amitié sincère. Je profite de l'occasion pour remercier mes autres coéquipières et amies, du club de rugby RCP15, pour les moments forts que nous avons partagés ces dernières années.

Les quatre années de ma thèse n'auraient pas été aussi enrichissantes et agréables sans l'environnement stimulant et cordial de l'ensemble des personnes qui composent le LMD. Je tiens à remercier tout particulièrement Marie-Christine ROOS, pour son dévouement et sa bonne humeur, ainsi que Gabriel RABREAU, pour son dévouement tout aussi grand, quoique sous des dehors un peu plus bougons. Merci à Frédéric HOURDIN, Sandrine EDOUARD, et encore une fois à Jan POLCHER, qui ont égayé de leur présence, et abondamment décoré, notre bureau. Merci à Patricia DE ROSNAY, à Ali HARZALLAH et à François LOTT. Merci aussi à Augustin VINTZILEOS, qui s'est attaché à me faire visiter tous les pubs du quartier, et à Emmanuelle COHEN-SOLAL, pour son accueil chaleureux à mon arrivée au LMD. Merci enfin à toutes les personnes du LMD, dynamiques ou turbulentes, qui font de ce laboratoire ce qu'il est, un endroit où il fait bon travailler.

J'ai assuré quelques TD et TP à Paris 6 parallèlement à mon travail de thèse, et je voudrais exprimer ma reconnaissance à toutes les personnes qui m'ont rendu la tâche plus facile : Anne-Yvonne JEANTET, Danielle REIS, Catherine BAJON, les indispensables Dominique, Ghislaine, Valérie et Bernadette, ainsi qu'Agathe SUBTIL et Sandrine LEVASSEUR.

J'adresse toute mon affection à mes parents et mon frère, qui m'ont accompagnée de loin tout au long de mes études parisiennes. Un grand merci enfin à Frédéric MENOUS. Il m'a aidée à comprendre les mathématiques que j'ai eues à manipuler au cours de cette thèse, et sa grande aisance en dactylographie à deux doigts m'a été d'un grand secours au cours des derniers mois de rédaction. Je le remercie du fond du cœur pour sa présence et son soutien.

Résumés

Cette thèse étudie une large gamme de processus liés au cycle de l'eau. La sensibilité du cycle hydrologique global à la représentation de l'hydrologie du sol est analysée à l'aide d'un Modèle de Circulation Générale (MCG). Trois directions sont explorées : l'influence d'un terme de drainage, celle de la capacité en eau du sol, et celle de la variabilité sous-maille de l'hydrologie continentale, à travers une paramétrisation distribuée du ruissellement. La sensibilité de la branche atmosphérique du cycle hydrologique dépend de l'amplitude et du signe des variations d'évaporation continentale moyennes induites par les paramétrisations étudiées. Elle dépend aussi de la distribution spatiale et temporelle de ces variations. Cette distribution est particulièrement sensible à l'hydrologie du sol dans les tropiques, où elle entraîne des modifications importantes de la circulation de Hadley-Walker et de la mousson indienne associée. Les paramétrisations de l'hydrologie du sol n'ont cependant qu'une influence très faible sur la convergence d'humidité moyenne sur les continents, en regard de la surestimation systématique de cette grandeur dans le MCG. La seconde partie de cette thèse présente le développement d'un Modèle de Transport Latéral de l'eau dans les grands bassins versants, le MTL, et son application pour simuler le débit de 14 grands fleuves, à partir de l'écoulement total journalier simulé par un MCG. Le MTL permet de reproduire de manière satisfaisante le retard entre le maximum de l'écoulement total sur un bassin et le maximum du débit à l'aval du bassin, si l'on tient compte des différences entre les précipitations simulées et observées, et des simplifications de l'hydrologie du sol dans le MCG.

This thesis studies a wide spectrum of hydrological processes. The sensitivity of the global water cycle to soil hydrology is analysed with a General Circulation Model (MCG). Three directions are explored : the influence of a drainage term, of the soil water-holding capacity, and of the subgrid scale variability of continental hydrology, through a distributed parameterization of runoff. The sensitivity of the water cycle depends on both the amplitude and the sign of the mean variations of continental evaporation induced by the studied parameterizations. It also depends on the spatial and time distribution of these variations. This distribution is especially sensitive to soil hydrology in the tropics, and induces important changes of the Hadley-Walker circulation and the associated indian monsoon circulation. Nevertheless, the different parameterizations of soil hydrology have a very weak impact on mean moisture convergence over land, in regard to the systematic overestimation of the latter in the GCM. The second part of this thesis presents the development of a Model of Lateral Transport (MLT) of water within large catchments, and its application to simulate the discharge of 14 large rivers, under the forcing of daily outflow simulated by a GCM. In regard to the differences between observed and simulated precipitation and to the simplifications of soil hydrology in the GCM, the MLT allows a satisfying representation of the lag time between the maximum of mean outflow over a catchment and the maximum of river discharge close to the mouth.

Table des matières

1	Le cycle de l'eau : présentation générale	9
1.1	Le cycle hydrologique global	9
1.2	La branche atmosphérique du cycle de l'eau	12
1.2.1	Couplage avec le cycle énergétique	12
1.2.2	Distribution de l'eau dans l'atmosphère	13
1.2.3	Condensation et mouvements convectifs	16
1.2.4	Couplage avec la circulation générale	18
1.3	La branche continentale du cycle de l'eau	21
1.3.1	Présentation des processus impliqués	21
1.3.2	Représentation dans les MCG	23
1.3.3	Le modèle SECHIBA	27
1.3.4	L'hydrologie du sol	28
2	Sensibilité du MCG à la répartition verticale de l'eau dans le sol	31
2.1	Introduction	31
2.2	Sensibilité du MCG à l'inclusion d'un terme de drainage	32
2.2.1	Un peu de théorie...	32
2.2.2	La paramétrisation du drainage	34
2.2.3	Description des expériences numériques	36
2.2.4	Etude des bilans annuels	37
2.2.5	Convergence d'humidité	40
2.2.6	Conclusion	46
2.3	Sensibilité du MCG à la capacité utile du sol	49
2.3.1	Présentation des capacités utiles étudiées	49
2.3.2	Description des expériences numériques	51
2.3.3	Résultats	54
2.3.4	Résumé	60
3	Sensibilité du MCG à la variabilité sous-maille du ruissellement	63
3.1	Introduction	63
3.2	La paramétrisation du ruissellement distribué	64
3.2.1	Signification du paramètre b de la fonction de répartition	65
3.2.2	Expression analytique du ruissellement	67
3.3	Description des expériences numériques	73

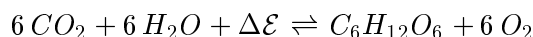
3.4	Comparaison de DRN et TOT	74
3.4.1	Etude globale	74
3.4.2	Etudes régionales	77
3.4.3	Etude maille à maille du bassin du Mississippi	81
3.4.4	Agrégation spatiale des mailles	84
3.4.5	Conclusions	87
3.5	Influence du paramètre b sur la sensibilité du MCG à la paramétrisation SSV	87
3.5.1	Bilans hydriques	87
3.5.2	Etude régionale	88
3.5.3	Etude du cycle hydrologique global	91
3.5.4	Résumé et discussion	99
4	Interactions de la paramétrisation SSV avec les autres processus hydrologiques	101
4.1	Interactions avec le drainage	101
4.1.1	Méthode	102
4.1.2	Description des simulations	103
4.1.3	Résultats	105
4.1.4	Résultats de Stamm et al (1994)	110
4.2	Influence de la capacité en eau du sol	111
4.3	Conclusions	114
5	Validation des paramétrisations hydrologiques	115
5.1	Bilan hydrique global	115
5.1.1	Les estimations	115
5.1.2	Résultats	117
5.2	Grands bassins versants	118
5.3	Bassin du Mississippi	122
5.4	Conclusions	124
6	Transport latéral de l'eau dans les bassins versants	125
6.1	Introduction	125
6.2	Le Modèle Couplé MC	127
6.2.1	Discrétisation	127
6.2.2	Paramétrisation hydrologique de surface	128
6.2.3	Écoulements latéraux de surface	131
6.2.4	Écoulements souterrains et couplage nappe-rivière	133
6.2.5	Récapitulation des informations nécessaires au Modèle Couplé	134
6.3	Le Modèle de Transport Latéral MTL	135
6.3.1	Forçage	135
6.3.2	Discrétisation	136
6.3.3	Simplifications	136
6.3.4	Le réseau de drainage	137
6.4	Mise en œuvre du MTL	141

6.4.1	Problématique	141
6.4.2	Description des simulations et des données de débit	141
6.4.3	Méthode d'ajustement	143
6.5	Résultats	148
6.5.1	Fleuves à forte composante nivale	148
6.5.2	Fleuves subtropicaux	158
6.5.3	Fleuves équatoriaux	162
6.5.4	Fleuves des moyennes latitudes	165
6.6	Résumé et discussion	170
6.7	Conclusions	174
A	Le modèle de circulation générale du LMD	181
B	Les vingt bassins versants examinés dans les études de sensibilité	185
C	Autres paramétrisations hydrologiques distribuées	189
C.1	Warrilow et al. (1986)	189
C.2	Entekhabi et Eagleson (1989)	190
C.3	Comparaison avec la paramétrisation SSV	191
D	Autres modèles de transport latéral de l'eau dans les bassins versants	195
E	Liste des notations	197
E.1	Récapitulatif des différentes simulations	197
E.1.1	Réalisées avec le MCG du LMD	197
E.1.2	En mode forcé	197
E.2	Acronymes	198
E.3	Notations	198

Introduction

L'eau : cette molécule fait la particularité de notre planète puisqu'elle a permis la vie. Il suffit pour s'en convaincre de se rappeler que l'eau est le composant très majoritaire de tout organisme vivant : elle représente 70 % de la masse de l'Homme, et jusqu'à 97 % de celle de certains organismes marins, comme la Méduse par exemple.

Mais l'eau est également au centre des processus énergétiques du vivant. L'unique source d'énergie de nombreux organismes, dits hétérotrophes, est la dégradation, en présence d'oxygène, des molécules organiques apportées par l'alimentation : c'est la respiration. Ces molécules organiques sont quant à elles synthétisées par d'autres organismes vivants, dits autotrophes, grâce à l'énergie contenue dans le rayonnement solaire. Dans le cas du glucose ($C_6H_{12}O_6$), sa principale voie de synthèse est la photosynthèse, dont l'équation bilan est couplée à celle de la respiration :



La photosynthèse permet donc de synthétiser des molécules organiques (ici du glucose) à partir de carbone minéral (CO_2), grâce à de l'eau et de l'énergie solaire ($\Delta\mathcal{E} = 2870$ kJ par mole de glucose). Au contraire, en présence d'oxygène, la respiration libère la quantité d'énergie $\Delta\mathcal{E}$ pour le métabolisme cellulaire.

Le rôle de l'eau dans les processus énergétiques du vivant va plus loin que sa participation à la synthèse des molécules organiques dégradées pendant la respiration. En effet, l'atmosphère primordiale était dépourvue d'oxygène, et c'est l'activité photosynthétique des premiers organismes unicellulaires qui a enrichi l'atmosphère en O_2 , permettant le développement des premiers hétérotrophes. Cet enrichissement en O_2 a également permis la synthèse de l'ozone stratosphérique, qui, en filtrant le rayonnement ultraviolet mutagène, a permis la colonisation du milieu aérien par les organismes vivants. Enfin, sans l'effet de serre associé en grande part à la vapeur d'eau atmosphérique, la température moyenne de la surface de la Terre avoisinerait $-20^{\circ}C$, au lieu des plus propices $+15^{\circ}C$ actuels.

L'eau exerce également un rôle primordial pour maintenir la stabilité du milieu intérieur des organismes vivants. Par exemple, les mouvements d'eau liés au phénomène de l'osmose sont à la base du maintien de l'équilibre des concentrations dans l'organisme. Les fortes valeurs de la capacité thermique et de la chaleur latente de vaporisation de l'eau sont par ailleurs essentielles pour prévenir de fortes élévations de température, qui perturberaient les réactions métaboliques et la stabilité des constituants biochimiques de l'organisme.

L'importance de l'eau à tous les niveaux de la vie explique qu'elle soit un facteur très limitant vis-à-vis de l'extension des communautés vivantes. La disponibilité en eau à la surface du globe conditionne donc fortement la distribution géographique de ces communautés (ou

biogéographie). L'eau n'est évidemment un facteur déterminant de la biogéographie que sur les continents, où sa disponibilité est profondément dépendante du climat. Celui-ci définit en effet directement le régime pluviométrique, et donc l'apport d'eau à la surface. Le climat est également un déterminant majeur de la pédogenèse, et donc des propriétés des sols, qui influencent fortement le partage des pluies entre infiltration dans le sol (où l'eau est disponible pour les plantes et leur transpiration) et ruissellement dans les rivières (qui constituent une source d'eau de boisson pour les organismes animaux terrestres, et un milieu de vie pour les organismes aquatiques).

Les dernières décennies ont soulevé la question de l'influence réciproque de l'hydrologie de surface sur le climat, qui fut notamment étudiée grâce aux modèles de circulation générale (MCG). Ainsi, Shukla et Mintz (1982) ont montré, quoique dans des conditions extrêmes et non réalistes, l'importance de l'évaporation continentale sur les précipitations et la circulation générale de l'atmosphère. Cette sensibilité du climat à l'humidité du sol et à l'évaporation continentale a été largement démontrée, et différentes études sur ce sujet sont récapitulées par Mintz (1984) et plus récemment par Garratt (1993).

La sensibilité du climat simulé à l'hydrologie continentale a motivé le développement de modèles réalistes de l'hydrologie de surface. Dans les années 80, ces efforts ont beaucoup porté sur la modélisation explicite des différentes résistances à l'évapotranspiration (Deardorff, 1978; Dickinson, 1984; Sellers et al., 1986; Ducoudré et al., 1993). Ces résistances dépendent de la végétation et de la disponibilité en eau dans le sol. Parallèlement, des modèles de plus en plus élaborés de l'hydrologie du sol ont été développés, puisque celle-ci conditionne le stress hydrique. Deux directions principales ont été explorées : d'une part, on a cherché à tenir compte de la répartition verticale de l'eau dans le sol, grâce à des modèles de sol à plusieurs couches, incluant des processus de diffusion et de drainage (Abramopoulos et al., 1988; Dickinson, 1984; Sellers et al., 1986); d'autre part, on a cherché à comprendre les effets de l'hétérogénéité à petite échelle des pluies et des propriétés du sol sur l'infiltration et le ruissellement (Warrilow et al., 1986; Entekhabi and Eagleson, 1989), et à représenter cette hétérogénéité au sein des mailles de MCG (Dümenil and Todini, 1992; Johnson et al., 1993; Stamm et al., 1994).

Dans le modèle de circulation générale du Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD), les différents processus hydrologiques ayant lieu à la surface des continents sont décrits par le modèle SECHIBA (Ducoudré et al., 1993). Ce modèle, qui est axé sur la représentation des processus évaporatifs, en particulier au niveau du couvert végétal, est assez sommaire du point de vue de l'hydrologie du sol. Celle-ci est en effet basée sur un modèle de sol à deux couches qui ne considère ni le drainage, ni la variabilité à petite échelle des processus hydrologiques.

Le modèle SECHIBA est décrit dans le **chapitre 1**, à la suite d'une présentation du cycle de l'eau et de ses interactions avec le climat et la circulation générale de l'atmosphère. Les **chapitres 2** et **3** sont consacrés à l'étude de la sensibilité du cycle hydrologique simulé par le MCG du LMD à trois modifications de l'hydrologie du sol. L'introduction d'un terme de drainage, et l'augmentation de la capacité de stockage de l'eau dans le sol, sont examinées dans le chapitre 2. Ces deux éléments ont en commun de modifier la distribution verticale de l'eau dans le sol. Le chapitre 3 introduit au contraire une distribution horizontale de l'eau dans le sol, à travers l'hétérogénéité spatiale, au sein des mailles, de la capacité de stockage en eau. Ces deux chapitres prêtent une attention particulière aux relations entre les modifications ainsi induites

de l'évaporation continentale, et les modifications du cycle hydrologique global. Les chapitres 2 et 3 étudient les effets sur le cycle hydrologique de chaque paramétrisation, indépendamment des autres. Le **chapitre 4** complète l'étude de sensibilité par une étude des interactions, au sein du sol, entre les différents éléments de l'hydrologie du sol. Enfin, le **chapitre 5** conclut l'étude de sensibilité en examinant l'impact des différentes paramétrisations sur le réalisme du cycle hydrologique simulé par le MCG du LMD.

Cette première partie montre les interactions entre le cycle hydrologique et le climat. En particulier, c'est la circulation générale de l'atmosphère qui permet le transport d'eau depuis les océans vers les continents, ce qui constitue la branche atmosphérique du cycle hydrologique. Mais pour que cycle il y ait, il faut un retour de l'eau des continents vers les océans. Ce transport, qui définit la branche continentale du cycle hydrologique, est assuré par les fleuves et rivières, et n'est encore que rarement pris en compte dans les MCG. Pour obtenir un modèle de climat complet, dans lequel l'atmosphère et les océans interagissent, il est cependant nécessaire de fermer le cycle hydrologique global. Le **chapitre 6** présente le développement d'un modèle de transport latéral de l'eau dans les rivières, et les résultats de son application pour simuler le débit de 14 grands fleuves.

Chapitre 1

Le cycle de l'eau : présentation générale

Le but de ce chapitre n'est pas de fournir une description exhaustive du cycle de l'eau, mais d'introduire les éléments qui seront étudiés dans la suite de cette thèse. Après une présentation globale du cycle hydrologique, nous nous intéresserons à sa branche atmosphérique, et à ses interactions avec le cycle énergétique et la circulation générale de l'atmosphère. Nous nous attacherons ensuite à la présentation des processus hydrologiques ayant lieu à la surface des continents, avec un accent tout particulier sur leur représentation dans le MCG du LMD par le modèle hydrologique de surface SECHIBA (Ducoudré et al., 1993).

1.1 Le cycle hydrologique global

Si l'on accepte le principe de conservation de l'eau dans l'ensemble des enveloppes terrestres, tout transport de l'eau dans ce système participe à un cycle. La complexité du cycle de l'eau résulte de la variété des milieux impliqués, que l'on peut subdiviser, selon Peixoto et Oort (1992), en hydrosphère, cryosphère, atmosphère, biosphère et lithosphère. Le tableau 1.1 donne une estimation des volumes d'eau contenus dans chacune de ces sphères.

De multiples transports d'eau, sous ses trois formes solide, liquide et vapeur, participent au cycle de l'eau : de la vapeur d'eau est transférée depuis la surface du globe vers l'atmosphère, grâce à l'évaporation de l'eau des océans, des lacs, des rivières, du sol, *etc.*, grâce à la transpiration des plantes (et des animaux), et grâce à la sublimation de la glace et de la neige ; l'eau est transportée dans l'atmosphère soit sous forme vapeur, soit sous forme liquide ou solide au sein des nuages ; de l'eau est transférée de l'atmosphère vers la Terre par précipitation de l'eau liquide ou solide des nuages, ou par condensation directe de la vapeur d'eau atmosphérique sur les surfaces terrestres ; l'eau apportée par l'atmosphère est soit rééaporée, soit transportée, à travers les rivières et les aquifères, jusqu'aux océans ; et le cycle recommence. Notons ici que ce sont les changements de phase qui permettent la distillation de l'eau de mer en eau douce.

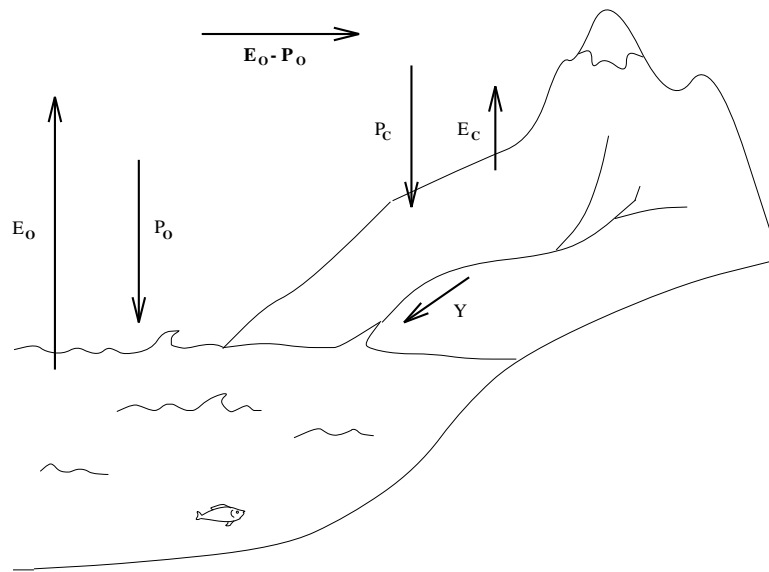
La résultante des différents transports définit le cycle hydrologique global, schématisé par la figure 1.1. Les flux évaporatifs sont plus de deux fois supérieurs depuis les océans que depuis les continents, car l'eau des océans s'évapore au taux potentiel contrairement à la majorité de l'eau disponible sur les continents. Si la précipitation océanique est supérieure à la précipitation

TAB. 1.1 – Estimation du volume d'eau sur la Terre, sous ses trois formes solide, liquide et vapeur. D'après de Marsily (1995).

	Stock (km ³)	% du total	Temps de résidence
Océans	1 350 000 000	97.410	2500 ans
Glaciers et calottes de glace	27 500 000	1.984	1600 à 9700 ans
Eaux souterraines	8 200 000	0.592	1400 ans
Mers intérieures	105 000	0.00758	inconnu
Lacs d'eau douce	100 000	0.00722	17 ans
Humidité des sol	70 000	0.00505	1 an
Atmosphère	13 000	0.00094	8 jours
Rivières	1 700	0.00012	16 jours
Organismes vivants	1 100	0.00008	quelques heures
TOTAL	1 395 990 800	100.	

continentale, il faut noter que sur les océans l'évaporation est supérieure à la précipitation, contrairement aux continents. Ceci est associé à une importante advection de vapeur d'eau dans l'atmosphère, qui présente un bilan positif depuis les océans vers les continents, et qui est équilibrée par le transport d'un volume équivalent d'eau liquide depuis les continents vers les océans. Malgré les relatives incertitudes sur les volumes d'eau échangés, qui seront discutées dans le chapitre 5, on peut définir le cycle hydrologique global par deux branches horizontales, la branche atmosphérique et la branche continentale, associées à des transports opposés, et couplées par deux branches verticales, au sein desquelles les échanges d'eau sont réalisés par changement de phase.

Le cycle hydrologique ainsi décrit est extrêmement schématique. En particulier, cette description du cycle hydrologique global ignore les transferts d'eau au sein de chaque réservoir ; qui sont pourtant très importants pour le climat. Nous ne discuterons pas, ni dans ce chapitre, ni ailleurs dans cette thèse, des transferts d'eau dans l'océan. Ces transports, ou courants, ne sont en effet pas considérés dans le MCG du LMD qui est un MCG atmosphérique. Ceci ne doit pas faire oublier que ce transport est fondamental pour le système climatique, car il est associé à des flux d'énergie importants. Un exemple frappant de l'importance de l'océan pour le climat est fourni par le couplage entre oscillations atmosphériques et océaniques dans le Pacifique, réunies sous le nom de El Niño Southern Oscillation ENSO (Harzallah and Sadourny, 1995; Vintzileos, 1996).



		Volumes échangés ($10^{12} \text{ m}^3/\text{an}$)	Flux (mm/an)	Surface (10^6 km^2)
Océans	P_O	387	1066	363
	E_O	427	1176	
	$E_O - P_O$	40	110	
Continents	P_C	111	746	149
	E_C	71	480	
	$Y = P_C - E_C$	40	266	

FIG. 1.1 – Schématisation du cycle hydrologique global. Le tableau indique les volumes d'eau échangés entre les différents compartiments, d'après Baumgartner et Reichel (1975).

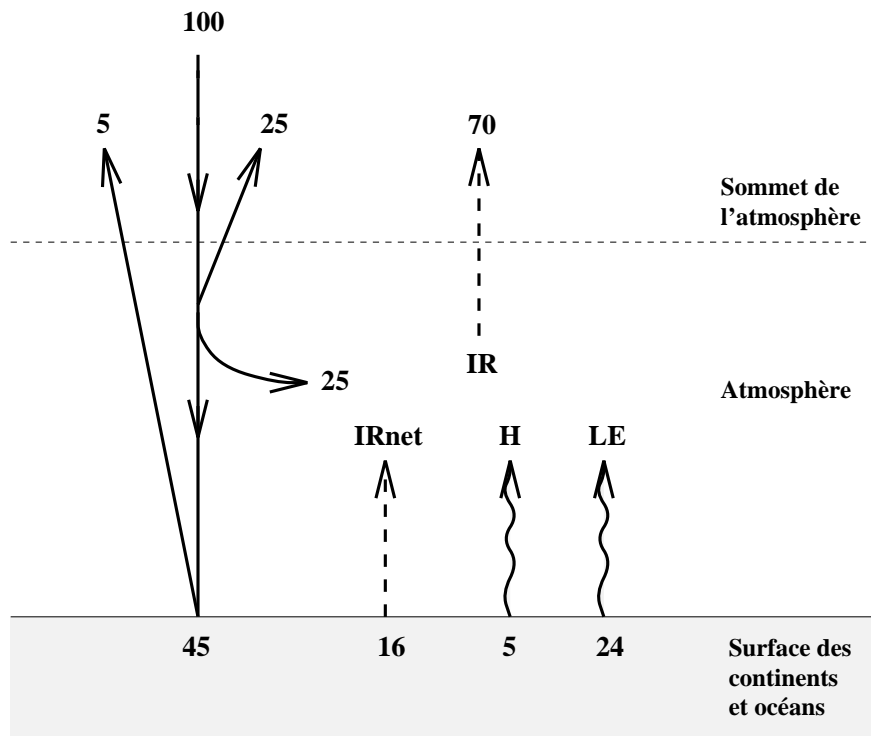


FIG. 1.2 – Schématisation du bilan radiatif de l'atmosphère. Simplifié d'après Schneider (1992). Les valeurs sont données en pourcentage du rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère (environ 340 W.m^{-2}).

1.2 La branche atmosphérique du cycle de l'eau

1.2.1 Couplage avec le cycle énergétique

Tous les aspects du climat de la Terre (précipitations, températures, vents, nuages...) résultent de transferts et de transformations d'énergie à l'intérieur du système terre-atmosphère-océan. Le rayonnement solaire est la source d'énergie de tous les processus dynamiques et thermodynamiques dans ce système mais le rayonnement solaire est davantage absorbé dans les tropiques que dans les extratropiques, du fait de la sphéricité de la Terre. Il en résulte un excédent d'énergie aux basses latitudes et un déficit aux hautes latitudes. La conservation de l'énergie dans le système contraint la circulation des fluides terrestres (atmosphère et océans), qui est le vecteur du transport méridien d'énergie. L'énergie totale du système est la somme des énergies cinétiques, interne, potentielle et latente. C'est ce dernier terme qui couple la circulation générale de l'atmosphère et le cycle hydrologique.

Le rôle énergétique de l'eau dépend aussi de son importance dans les processus radiatifs (figure 1.2). Le rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère vaut environ 340 W.m^{-2} . Un quart de cette énergie est réfléchi au niveau de l'atmosphère, essentiellement par les nuages ; un quart supplémentaire est absorbé par l'atmosphère, et la vapeur d'eau contribue à cette ab-

sorption. Le rayonnement solaire incident à la surface de la Terre est réfléchi dans une proportion qui définit l'albédo terrestre. Cet albédo est différent pour la neige, l'eau, la végétation, le sol sec et le sol humide, ce qui constitue encore un couplage entre le cycle de l'eau et le climat (Charney, 1975; Charney et al., 1977). Finalement, 45% du rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère est absorbé par la surface. La température de la surface étant équilibrée dans le long terme, cette énergie est restituée à l'atmosphère. Elle est pour une part réémise sous forme de rayonnement infrarouge, en fonction de sa température, selon la loi de Stephan-Boltzmann. Le rayonnement infrarouge net vers l'atmosphère représente 16% du rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère. Ce pourcentage résulte en fait de l'équilibre entre une émission importante de rayonnement infrarouge par la surface (104% du rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère), et l'absorption-réémission d'une grande partie de ce rayonnement infrarouge vers la surface, par les gaz à effet de serre, dont le principal est la vapeur d'eau.

L'énergie solaire absorbée par la Terre est également restituée sous forme de flux turbulents à travers la couche limite de surface : flux de chaleur latente et sensible. Le flux de chaleur sensible dépend du gradient de température entre la surface et l'atmosphère, et le flux de chaleur latente est associé à l'évaporation de l'eau depuis la surface, qui dépend du gradient d'humidité entre la surface et l'atmosphère (section 1.3.2.2). Le flux de chaleur latente permet d'évacuer la moitié de l'énergie reçue par la surface terrestre, et l'énergie latente correspondante (LE) représente en moyenne sur le globe un tiers de l'énergie disponible dans l'atmosphère. Ceci confirme l'importance du couplage entre le cycle de l'eau et le cycle énergétique de l'atmosphère. Cependant, l'importance respective des deux flux turbulents est très variable, et dépend fortement des conditions climatiques et des caractéristiques de la surface (océan/continent ; végétation/sol nu ; etc.). Du point de vue d'un modèle de circulation générale atmosphérique, c'est la partition entre ces deux flux turbulents qui fait l'intérêt principal des modèles d'hydrologie de surface.

Enfin, le bilan radiatif du système Terre-atmosphère ne serait pas équilibré sans la réémission par l'atmosphère sous forme de rayonnement infrarouge de la quantité d'énergie reçue par le système sous forme de rayonnement solaire.

1.2.2 Distribution de l'eau dans l'atmosphère

Trois variables sont couramment utilisées pour quantifier la vapeur d'eau dans l'atmosphère. La première est la pression partielle de vapeur d'eau, p_v qui est limitée par la pression de vapeur saturante. La pression de vapeur saturante d'un gaz dépend de la température, selon la loi de Clausius-Clapeyron

$$\frac{dp_{sat}}{dT} = \frac{L}{T(\alpha_v - \alpha_l)} \quad (1.1)$$

où p_{sat} désigne la pression de vapeur saturante, T la température, où L est la chaleur latente de vaporisation, et α_v et α_l sont les volumes spécifiques des phases vapeur et liquide. Dans les applications météorologiques, $\alpha_v \gg \alpha_l$, les gaz sont supposés parfaits, et l'on néglige les variations de L en fonction de la température (Peixoto and Oort, 1992). Alors,

$$p_{sat} \simeq A \exp\left(-0.622 \frac{L}{R_d T}\right) \quad (1.2)$$

où R_d est la constante des gaz parfaits pour l'air sec, et A est une constante de proportionnalité. Cette relation indique que la pression de vapeur saturante, c'est-à-dire la quantité maximale de

vapeur que peut contenir l'air, augmente exponentiellement avec la température.

La vapeur d'eau dans l'air est également quantifiée par l'humidité spécifique q :

$$q = \frac{m_v}{m_{air}} = \frac{\rho_v}{\rho_{air}} \quad (1.3)$$

où m_v et m_{air} désignent la masse de la vapeur d'eau et de l'air dans un volume donné, et ρ_v et ρ_{air} sont les densités correspondantes. En négligeant la masse de l'eau liquide dans l'air,

$$q \simeq 0.622 \frac{p_v}{p_{air}} \quad (1.4)$$

où p_{air} est la pression atmosphérique. L'humidité relative U indique la proportion de vapeur d'eau dans l'air, par rapport à la quantité maximale qu'il peut contenir :

$$U = \frac{q}{q_{sat}} \simeq \frac{p_v}{p_{sat}} \quad (1.5)$$

où q_{sat} est l'humidité spécifique de l'air à saturation, étant données la température et la pression.

Enfin, il est courant en météorologie de définir l'eau précipitable W_p comme la masse de vapeur d'eau intégrée verticalement sur une colonne unitaire d'air :

$$W_p = \int_{z_0}^{z_{max}} \rho_v dz = \int_{z_0}^{z_{max}} \rho_{air} q dz \quad (1.6)$$

où z_0 et z_{max} désignent la cote de la surface et du sommet de l'atmosphère respectivement.

La figure 1.3 montre la distribution de l'humidité spécifique q en fonction de la latitude et l'altitude. Cette distribution ressemble à celle de la température (figure 1.3), ce qui résulte de la relation 1.2. Ainsi les valeurs maximales d'humidité spécifique, autour de 20 g/kg, sont localisées à l'équateur, à la surface, et l'humidité spécifique décroît vers les pôles et vers le sommet de l'atmosphère, suivant en cela les gradients méridiens et verticaux de température. On peut considérer que la quasi-totalité de la vapeur d'eau est contenue dans la troposphère, dont la limite, la tropopause, est révélée sur la figure 1.3 par l'inversion du profil de température aux alentours de 100 mb dans les tropiques. Mais la vapeur est surtout localisée dans les basses couches : 90% sont en dessous de 500 mb, et 50% sont concentrés en dessous de 850 mb.

La distribution de l'eau dans l'atmosphère est en fait très variable, tant dans le temps que dans l'espace. Dans les déserts subtropicaux par exemple, l'humidité de l'atmosphère est bien plus faible que ne le suggère la moyenne zonale présentée en figure 1.3. L'humidité de l'air résulte de l'équilibre entre les changements de phase et la résultante des transports d'eau. Intégrée sur une colonne unitaire d'air, l'équation de conservation de la masse d'eau donne :

$$\frac{\partial W_p}{\partial t} + \frac{\partial W_c}{\partial t} = E - P - \text{div } \vec{Q} - \text{div } \vec{Q}_c \quad (1.7)$$

Dans cette équation, W_p est l'eau précipitable dans la colonne (équation 1.6), W_c est l'intégrale verticale de l'eau liquide et solide, E et P sont les flux de vapeur d'eau, respectivement évaporée à la base de la colonne, et précipitée; enfin, $\text{div } \vec{Q}$ et $\text{div } \vec{Q}_c$ sont les résultantes du transport latéral de l'eau, vapeur et condensée respectivement, à travers les limites verticales de la colonne :

$$\vec{Q} = \int_{z_0}^{z_{max}} m_v \vec{v} dz = \int_{z_0}^{z_{max}} \rho_{air} q \vec{v} dz \quad (1.8)$$

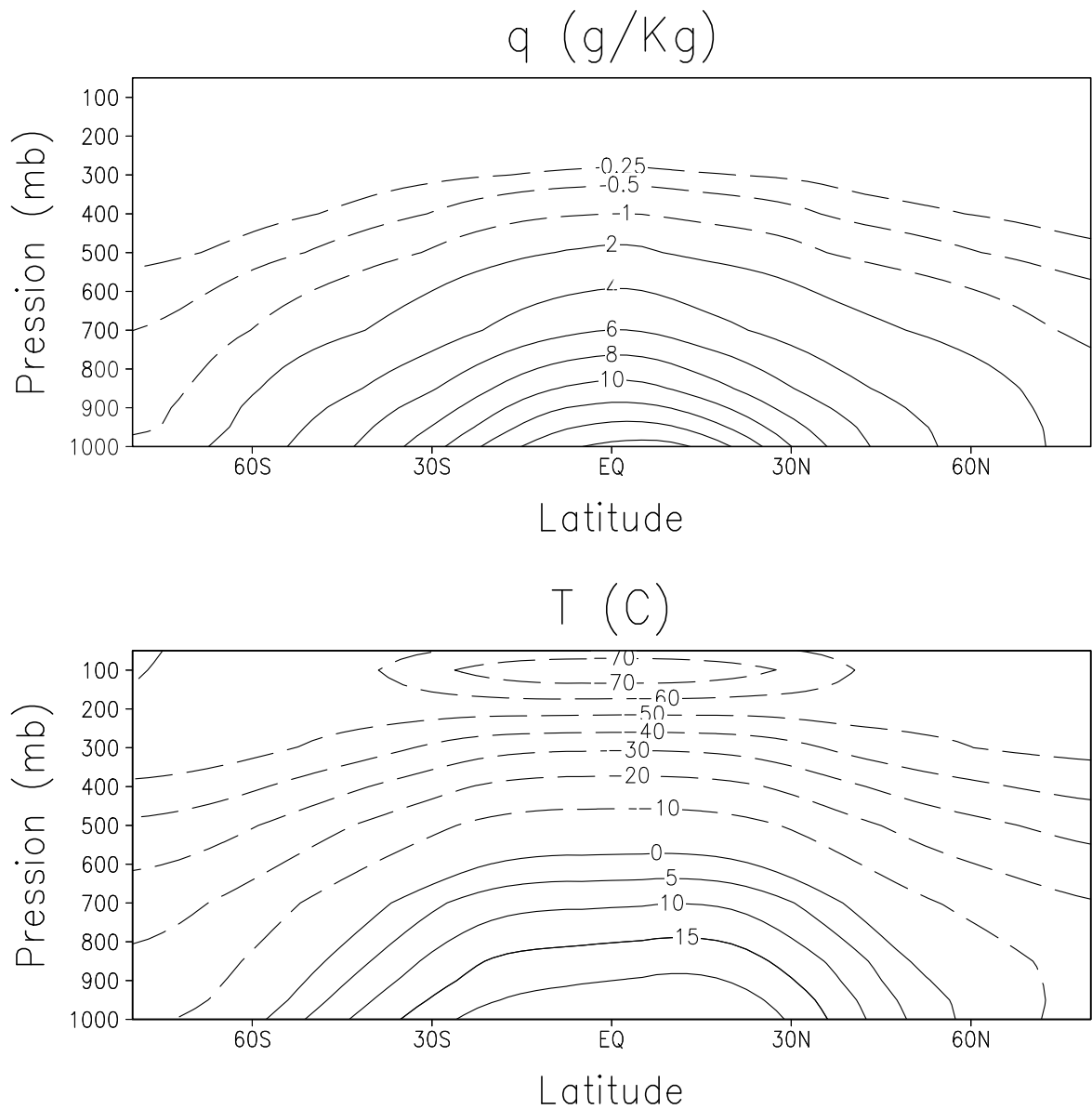


FIG. 1.3 – Distribution en latitude et altitude de l'humidité spécifique $q \text{ (g.kg}^{-1}\text{)}$ et de la température $T \text{ (C)}$: moyennes annuelles, d'après les données de Oort (1983).

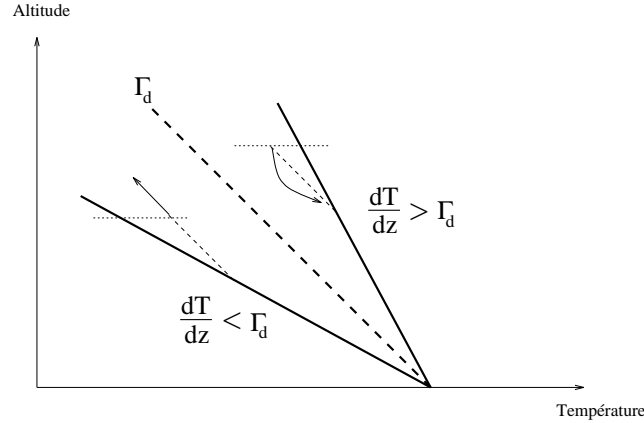


FIG. 1.4 – Conditions de stabilité et d'instabilité pour une masse d'air sec.

$$\vec{Q}_c = \int_{z_0}^{z_{max}} m_c \vec{v} dz \quad (1.9)$$

où \vec{v} est la vitesse horizontale du vent, et m_c est la masse d'eau liquide ou solide dans l'atmosphère. Dans la grande majorité des applications météorologiques, on peut négliger $\partial W_c / \partial t$ devant $\partial W_p / \partial t$, et \vec{Q}_c devant \vec{Q} . De plus, si l'on excepte les cas d'orages très intenses, et les courtes échelles de temps, le taux de variation de l'eau précipitable $\partial W_p / \partial t$ est très faible en comparaison de P , E et $div \vec{Q}$ (Peixoto and Oort, 1992). En conséquence, dans le cas de moyennes à des échelles de temps supérieures ou égales à un mois, on peut simplifier l'équation 1.7 sous la forme

$$\overline{E} - \overline{P} \simeq \overline{div \vec{Q}} \quad (1.10)$$

où \overline{X} désigne la moyenne temporelle de la grandeur X . Par conséquent, sur des périodes de temps suffisamment longues, il y a divergence de vapeur d'eau dans les régions où l'évaporation est supérieure à la précipitation, et au contraire convergence d'humidité dans les régions où la précipitation est supérieure à l'évaporation. Pour cette raison, nous appellerons *convergence d'humidité* la différence $P - E$, quand nous l'étudierons en moyenne. La convergence d'humidité constitue un terme de couplage important entre le cycle de l'eau et la circulation de l'atmosphère.

1.2.3 Condensation et mouvements convectifs

La vapeur d'eau atmosphérique se condense quand sa pression partielle dépasse la pression de la vapeur saturante. La condensation dans l'atmosphère nécessite également la présence de fines particules, les "noyaux de condensation" (Triplet et Roche, 1971), mais nous ne discuterons pas cet aspect. Différents mécanismes entraînent la condensation selon que l'atmosphère est stable ou instable.

Les mouvements turbulents de l'atmosphère entraînent constamment de faibles mouvements verticaux des particules d'air. Si la poussée d'Archimède exercée sur une particule à sa nouvelle altitude est inférieure à son poids, alors l'air est stable car la particule est ramenée vers son altitude initiale. Dans le cas contraire, le mouvement de la particule tend à l'écartier de sa position initiale, et l'air est dit instable. Considérons une particule d'air sec, animée d'un

mouvement vertical suffisamment rapide pour qu'on puisse négliger les échanges de chaleur avec le milieu extérieur (vitesse verticale $> 10 \text{ cm.s}^{-1}$). Le mouvement vertical de la particule est alors associé à une transformation adiabatique. Le gradient adiabatique sec Γ_d est défini comme le taux de variation de la température en fonction de l'altitude qui permet l'équilibre du poids de la particule et de la poussée d'Archimède qu'elle subit. Sous l'approximation hydrostatique et l'approximation des gaz parfaits, et en négligeant l'énergie cinétique des particules, on trouve

$$\Gamma_d = \frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} \simeq -9.8^\circ \text{C.km}^{-1} \quad (1.11)$$

où c_p est la capacité calorifique de l'air. La comparaison du gradient thermique vertical d'une masse d'air avec Γ_d permet de définir si elle est stable ou instable (figure 1.4) :

- si $dT/dz > \Gamma_d$, une légère ascendance adiabatique entraîne une température de la particule inférieure à la température du milieu extérieur à la nouvelle altitude, si bien que l'air est stable,
- si $dT/dz < \Gamma_d$, c'est le contraire et l'air est instable.

Si l'air, au lieu d'être sec, est saturé en vapeur, alors les mouvements verticaux d'une particule d'air ne correspondent plus à une transformation adiabatique. En effet, la vapeur d'eau contenue dans une particule subissant une ascendance condense du fait de la diminution de la température, ce qui libère de la chaleur. Inversement, si la particule descend, l'échauffement résultant de sa compression provoque une évaporation de l'eau condensée, donc une absorption de chaleur. Par conséquent, si l'air est saturé, le taux de variation verticale de la température qui permet d'équilibrer la poussée d'Archimède et le poids d'une particule animée d'un mouvement vertical, Γ_s , est supérieur à Γ_d . Il dépend de la pression et de la température, et vaut environ $-6^\circ \text{C.km}^{-1}$ dans la moyenne troposphère. En conséquence, l'air saturé est plus facilement instable que l'air sec. Enfin, si l'on considère de l'air humide mais non saturé, il faut distinguer trois cas :

- si $dT/dz < \Gamma_s$, alors l'air est instable,
- si $dT/dz > \Gamma_d$, alors l'air est stable,
- si $\Gamma_s < dT/dz < \Gamma_d$, l'air est dit conditionnellement instable. En effet, tant que l'air n'est pas saturé, il se comporte comme de l'air sec et est donc stable. Mais si jamais la saturation est atteinte, alors l'air devient instable.

L'air n'étant jamais complètement sec, la condensation est souvent associée aux instabilités. On regroupe les précipitations associées sous le nom de précipitations convectives. Si l'air est instable de manière absolue ($dT/dz < \Gamma_s$), il y a condensation. C'est le cas des orages d'été par exemple, où l'instabilité absolue résulte d'un échauffement important de la surface. Si l'air est conditionnellement instable, il faut en général une ascendance de la masse d'air pour déclencher instabilité et condensation. C'est le cas au niveau des reliefs et des fronts dépressionnaires. Dans les tropiques, les instabilités ne peuvent pas être déclenchées au dessus de 850 mb (Holton, 1972). La convection tropicale implique donc une ascendance dans les basses couches de l'atmosphère, associée par continuité à une convergence des masses d'air dans les basses couches.

Si l'air est stable (de manière absolue ou non), la condensation est possible si la masse d'air est refroidie, par advection sur des surfaces froides ou par refroidissement radiatif. La condensation d'une masse d'air stable peut également être permise par mélange avec une masse d'air plus humide ou par baisse de la pression.

1.2.4 Couplage avec la circulation générale

Le couplage entre le cycle de l'eau et la circulation générale de l'atmosphère a déjà été mis en évidence au cours de ce chapitre. La convergence d'humidité est un exemple de ce couplage. La nécessité fréquente de mouvements, tout autant verticaux qu'horizontaux, pour déclencher la précipitation en est un autre. Le but de cette section est de mettre en évidence les caractéristiques spatiales de ce couplage. La figure 1.5 présente les moyennes zonales¹ annuelles de la précipitation, de l'évaporation et de la convergence d'humidité $P - E$ sur le globe, selon différentes sources. Toutes ces valeurs correspondent à des moyennes sur au moins une dizaine d'années, que l'on nomme usuellement *climatologies*. Les différences entre ces climatologies traduisent une relative incertitude des mesures et de leur analyse, qui sera discutée dans le chapitre 5.

Les trois courbes de la figure 1.5 résument les caractéristiques hydrologiques des grandes zones méridiennes. L'évaporation augmente des pôles vers l'équateur, suivant en cela la température. Cette corrélation dépend de la relation entre la pression de vapeur saturante et la température, comme nous le verrons plus loin.

Les précipitations sont très faibles au niveau des hautes latitudes, car très peu de vapeur d'eau est disponible pour la condensation, du fait des faibles températures (figure 1.3). Aux moyennes latitudes, les précipitations sont de l'ordre de 2 mm/j, soit environ 700 mm/an. Ces précipitations sont liées aux fronts dépressionnaires. Une importante composante locale s'ajoute en été, quand des instabilités convectives sont déclenchées par l'échauffement du sol.

Les précipitations maximales ont lieu à l'équateur, où elles sont associées à un maximum de convergence d'humidité. Les subtropiques sont au contraire caractérisées par des précipitations relativement faibles, et surtout par une divergence d'humidité. Ces caractéristiques hydrologiques reflètent la dynamique tropicale, dont la composante méridienne majeure est la circulation en cellules de Hadley. Ces cellules, qui conditionnent l'équilibre énergétique entre les basses latitudes (excédentaires en énergie) et les hautes latitudes (déficitaires), sont caractérisées par une convergence d'air et d'humidité dans les basses couches au niveau de l'équateur, associée à une ascendance et une convection très intenses, et à une divergence d'air dans la haute troposphère ; les cellules de Hadley sont fermées par une forte subsidence dans les subtropiques, qui explique la divergence depuis ces régions. Les ascendances convectives permettent la transformation de l'énergie latente et de l'enthalpie (associée au flux de chaleur sensible) en énergie potentielle, qui est exportée vers les régions déficitaires grâce à la divergence des hautes couches (Sadourny, 1993). La convergence dans les basses couches joue un très grand rôle dans la circulation méridienne de Hadley, à deux titres : la convergence d'air est associée à l'ascendance dans les basses couches au niveau de l'équateur, et la convergence d'humidité (et d'enthalpie) per-

¹On appelle moyennes zonales des moyennes réalisées dans la direction zonale, sur l'ensemble des points de même latitude.

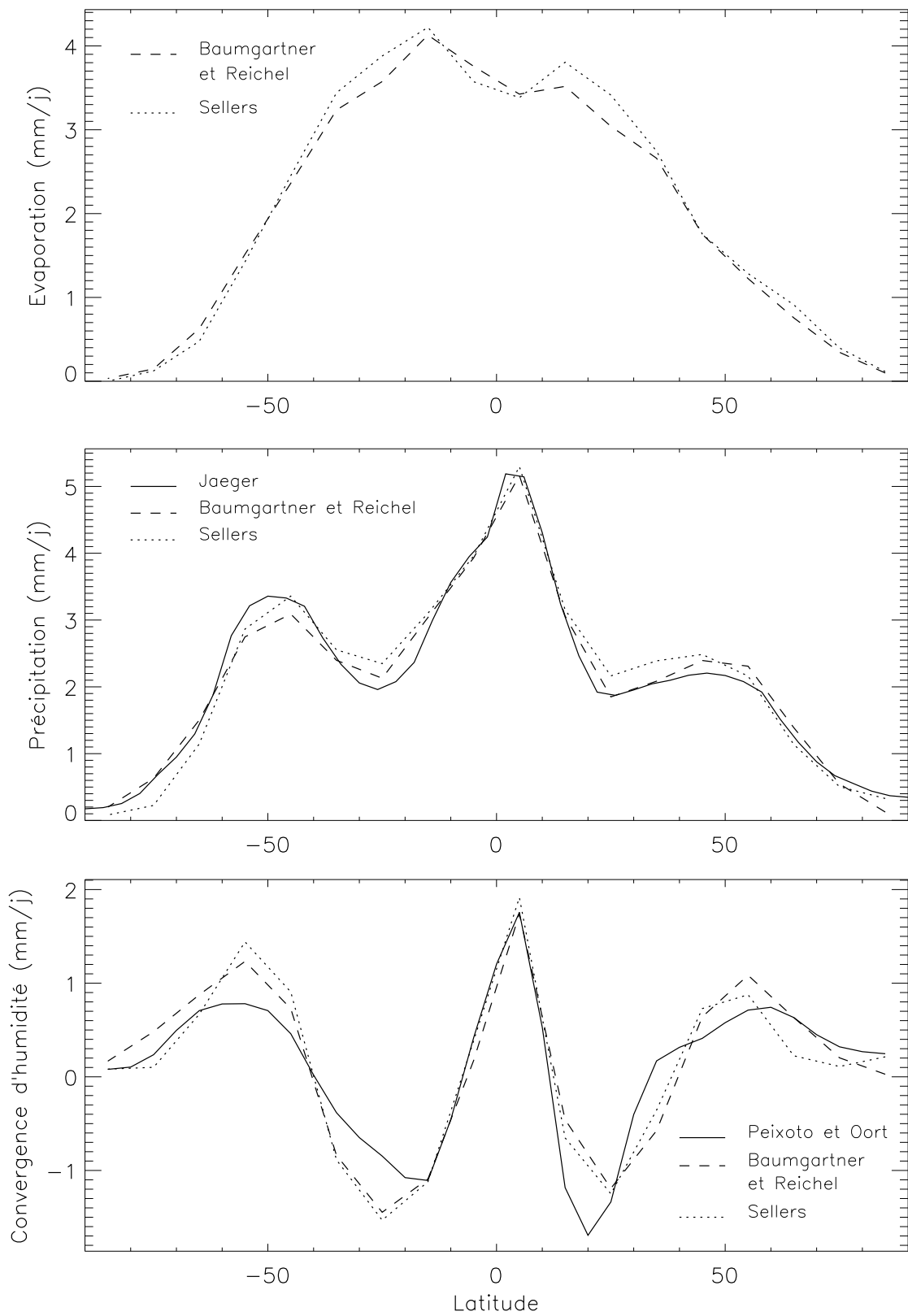


FIG. 1.5 – Moyennes zonales annuelles (mm/j) de l'évaporation, de la précipitation et de la convergence d'humidité, selon les climatologies de Baumgartner et Reichel (1975), de Sellers (1965), de Jaeger (1976,1983) et selon les estimations de Peixoto et Oort (1983).

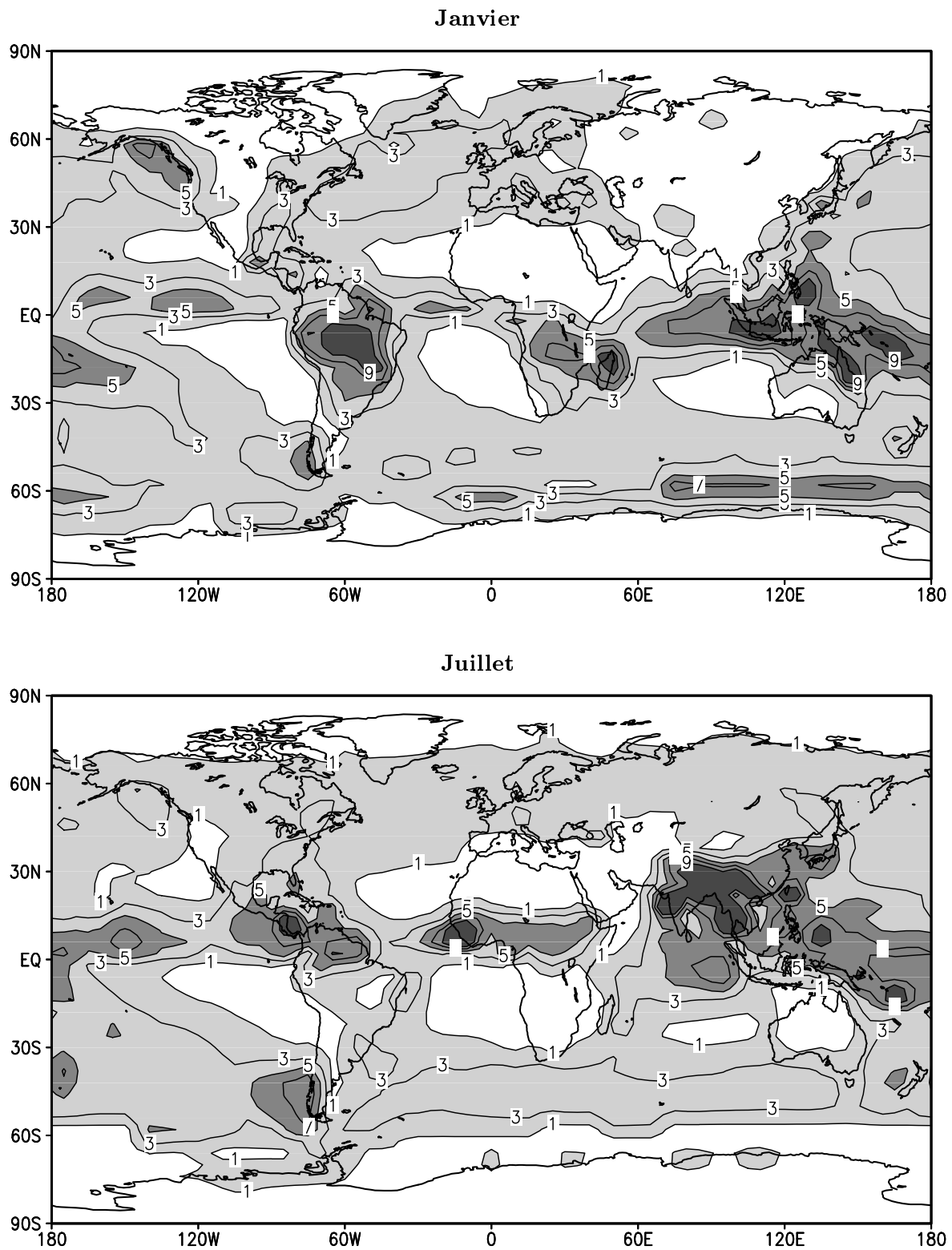


FIG. 1.6 – Climatologie de précipitation de Jaeger (1976, 1983) : mois de janvier et juillet (mm/j).

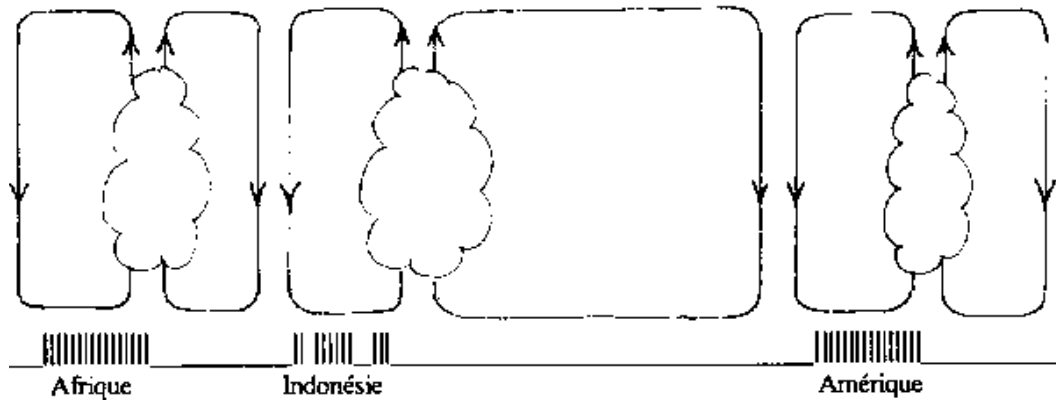


FIG. 1.7 – Représentation schématique de la circulation de Walker dans le plan équatorial. D'après Sadourny (1993).

met l'entretien des instabilités convectives, qui renforcent l'ascendance vers le sommet de la troposphère. La convection pénétrante produit des systèmes de cumulo-nimbus qui traversent toute l'atmosphère, et qui localisent la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT).

La figure 1.6 permet de préciser les caractéristiques zonales et saisonnières des précipitations. En particulier, elle montre dans les tropiques l'oscillation saisonnière de la ZCIT. En effet, les zones les plus excédentaires en énergie sont, du fait de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre, localisées au sud de l'équateur en janvier, et au nord de l'équateur en juillet. Les très fortes pluies en Inde et en Asie du Sud-Est en juillet correspondent à la mousson indienne.

Les cartes de précipitation en janvier et juillet montrent également un morcellement de la ZCIT dans la direction zonale. Les maxima les plus intenses sont localisés sur les continents, qui sont plus chauds et donc plus excédentaires en énergie que les océans aux mêmes latitudes. A la circulation méridienne de Hadley se surimpose donc une circulation zonale, également en cellules, dite circulation de Walker (figure 1.7). Cette circulation contribue beaucoup dans les tropiques à l'advection de vapeur d'eau atmosphérique depuis les océans vers les continents (figure 1.1).

1.3 La branche continentale du cycle de l'eau

1.3.1 Présentation des processus impliqués

La figure 1.8 récapitule les différents processus hydrologiques ayant lieu à la surface des continents. La source d'eau de tous ces processus est la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique, sous forme de pluie, rosée, brouillard, neige, *etc.* A l'exception de l'eau interceptée par le feuillage et réévaporée, les précipitations arrivent au sol. On peut grossièrement définir le sol comme la zone superficielle de la lithosphère qui subit l'influence des organismes vivants, notamment des plantes. En effet, une des principales différences entre le sol et la zone d'altération sous-jacente est la forte proportion de composés organiques. Au niveau du sol, l'eau peut soit s'infiltrer soit ruisseler. L'eau qui ruisselle rejoint les cours d'eau si elle ne s'infiltré pas le long

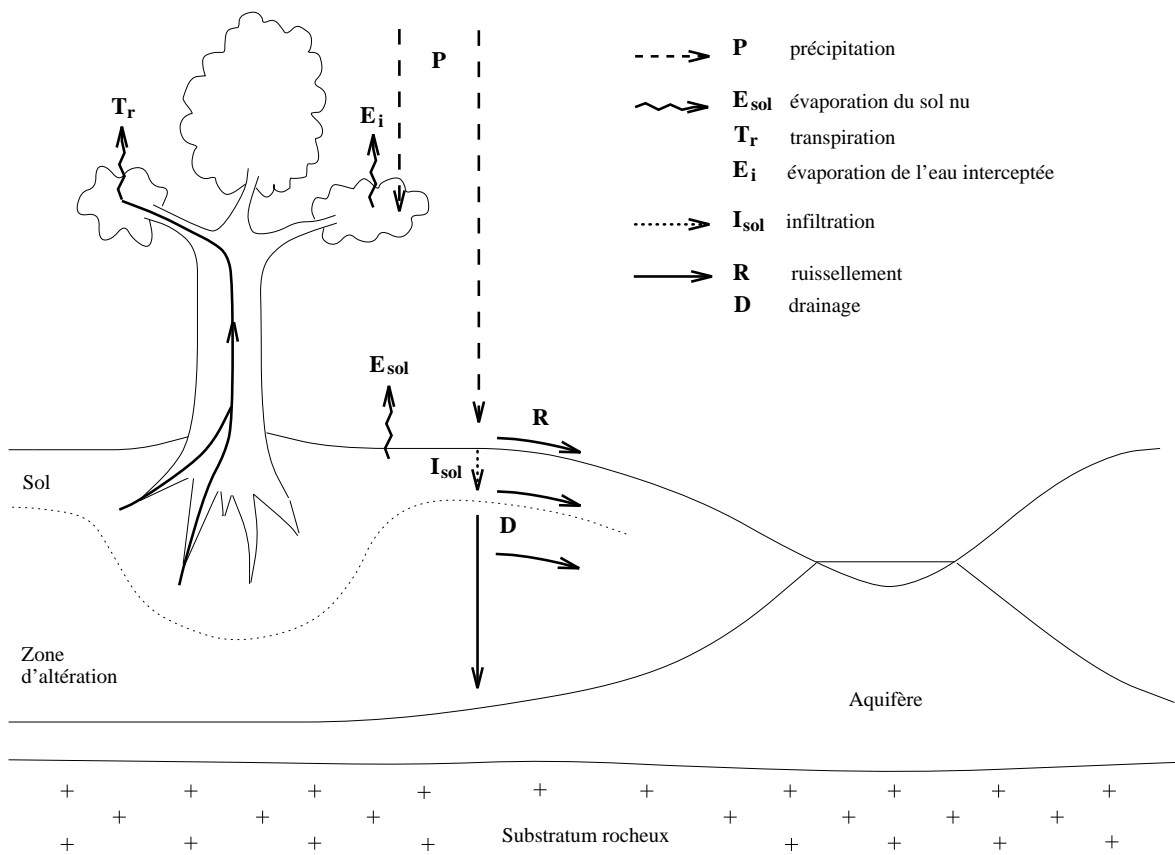


FIG. 1.8 – Schématisation des différents processus hydrologiques à la surface des continents.

de son parcours. L'infiltration augmente le stock d'eau du sol, qui alimente de nombreux flux hydriques :

- l'évaporation du sol nu, et la transpiration des végétaux,
- des drainages vers les zones saturées (nappes aquifères ou rivières) : nous désignons ici par drainage tout flux d'eau liquide dans le sol ou la zone d'altération sous-jacente, dont la composante verticale est dirigée vers le bas. La résultante de ces flux sur l'ensemble du sol et de la zone d'altération alimente les nappes aquifères.

Outre les flux représentés sur la figure 1.8, il existe également des flux d'eau liquide entre rivières et aquifères, ainsi que des flux ascendants, ou remontées capillaires, entre les aquifères et la zone non saturée (zone d'altération et sol). Enfin, les surfaces d'eau libre à la surface des continents (cours d'eau, lacs, mares, flaques) contribuent à l'évaporation totale.

1.3.2 Représentation dans les MCG

1.3.2.1 Equation bilan

Du strict point de vue d'un modèle de circulation générale de l'atmosphère, les processus hydrologiques ayant lieu à la surface des continents n'ont d'autre intérêt que de déterminer les conditions aux limites d'humidité pour l'atmosphère, c'est-à-dire les flux évaporatifs. Un premier problème qui se pose aux modélisateurs est la représentation des processus associés aux aquifères, dont la distribution géographique est mal connue. Etant donné le temps de résidence important de l'eau dans ce compartiment (estimé à 1400 ans en moyenne, tableau 1.1), il n'est pas représenté dans les MCG, de même que la zone d'altération et les cours d'eau.

Finalement, les seuls processus hydrologiques de surface considérés dans les MCG sont les processus associés au sol et à la végétation. L'évolution de la quantité d'eau stockée dans le sol traduit la conservation de cette quantité :

$$\frac{\partial W}{\partial t} = P - I_{loss} - E_{sol} - T_r - R - D + M - F \quad (1.12)$$

avec

$$I_{loss} = P - T_f = \frac{\partial I}{\partial t} + E_i \quad (1.13)$$

Les symboles de ces équations bilans sont définis comme suit :

- W : la quantité d'eau stockée dans le sol,
- P : les précipitations totales,
- I_{loss} : perte par interception,
- E_{sol} : l'évaporation du sol,
- T_r : la transpiration des végétaux,
- R : le ruissellement, à la surface du sol,
- D : les sorties d'eau par drainage,

- M : la fonte de neige,
- F : la précipitation solide sous forme de neige,
- T_f : “throughfall”, précipitation non interceptée par la végétation,
- I : quantité d'eau stockée par la canopée,
- E_i : évaporation de l'eau stockée par la canopée,

Nous n'évoquerons pas ici les processus liés à la neige. Le lecteur intéressé peut se référer à Najm Chalita (1992), Douville et al. (1995a et b), Loth et al. (1993) et Verseghy (1991), qui proposent des paramétrisations physiques de ces processus, et à Cohen et Rind (1991) et Namias (1985) qui montrent l'influence de la neige sur le climat.

Les processus hydrologiques du sol, qui constituent le sujet de cette thèse, ne seront pas décrits ici, mais dans le chapitre 2 pour le drainage, et dans le chapitre 3 pour le ruissellement. Enfin, un modèle des transferts hydrologiques dans les cours d'eau et les aquifères sera présenté dans le chapitre 6.

1.3.2.2 Evaporation

Stricto sensu, l'évaporation désigne le changement de phase de l'eau liquide en eau vapeur, c'est-à-dire la vaporisation de l'eau. En météorologie, il est usuel de désigner par évaporation le flux de masse d'eau résultant de la vaporisation de l'eau à la surface de la Terre. Le flux de chaleur latente désigne le flux d'énergie associé à ce changement de phase :

$$\Phi_L = LE \quad (1.14)$$

où Φ_L est le flux de chaleur latente, E est l'évaporation et L est la chaleur latente de vaporisation de l'eau ($L \simeq 2.45 \cdot 10^3$ J/g à température ambiante).

Le voisinage de la surface terrestre provoque une diminution progressive, par friction, de la vitesse du vent. Cette action s'exerce sur une hauteur variable selon la vitesse du vent, la nature de la surface et la stabilité de la masse d'air, et cette hauteur définit la couche limite de surface. Dans cette couche, dont la hauteur est comprise entre 50 et 100 m, l'air est animé de mouvements turbulents, associés à une diffusion turbulente beaucoup plus efficace que la diffusion moléculaire. La représentation de l'évaporation dans les modèles de circulation générale est basée sur l'hypothèse de conservation des flux turbulents à travers cette couche limite de surface. On considère ainsi que le flux de vapeur d'eau à quelques mètres du sol (au niveau de référence) représente le flux de vapeur d'eau au sommet de la couche limite de surface (Peixoto and Oort, 1992). Selon la loi de Fick décrivant la diffusion, l'évaporation est proportionnelle au gradient d'humidité entre la surface et le niveau de référence. C'est le coefficient de proportionnalité qui rend compte de la turbulence. Le coefficient de diffusion turbulente est donné par le produit du module du vent $|\vec{v}|$, de la densité de l'air ρ , et d'un coefficient de frottement C_D , qui dépend de la rugosité de la surface, de la stabilité de l'air, et de l'altitude du niveau de référence.

Ainsi, l'évaporation d'une surface d'eau libre (incluant l'eau interceptée par le couvert végétal) est donnée par

$$E_l = \rho C_D |\vec{v}| (q_{sat}(T_s) - q_{air}) \quad (1.15)$$

où T_s est la température de la surface d'eau libre, et où q_{air} est l'humidité spécifique au niveau de référence.

Si la surface évaporante n'est pas constituée d'eau libre (sol nu ou couvert végétal), le problème est de déterminer l'humidité spécifique de la surface. Ce problème est généralement résolu en considérant que l'eau liquide n'est pas à la surface, mais dans le sol pour l'évaporation du sol nu, et dans les feuilles pour la transpiration. On admet alors que l'eau s'évapore dans le sol ou la feuille, et que le flux résultant de vapeur d'eau est freiné par des résistances, en analogie avec la loi d'Ohm. Dans ce cadre, on identifie le coefficient de diffusion turbulente à une conductance, c'est-à-dire à l'inverse d'une résistance, dite aérodynamique :

$$r_a = \frac{1}{C_D |\vec{v}|} \quad (1.16)$$

et l'on considère que les différents flux évaporatifs sont limités par les différentes résistances mises en série. Alors

$$E_{sol} = \rho \frac{q_{sat}(T_s) - q_{air}}{r_a + r_{sol}} \quad (1.17)$$

où T_s est la température de la surface et r_{sol} est la résistance exercée par le sol, qui dépend de l'humidité du sol (Kondo et al., 1990). La transpiration d'un couvert dépend de la résistance exercée par l'ensemble des stomates des feuilles de ce couvert, que l'on intègre dans une résistance de couvert r_c :

$$T_r = \rho \frac{q_{sat}(T_s) - q_{air}}{r_a + r_c} \quad (1.18)$$

La résistance d'un stomate dépend du déficit de l'air en vapeur d'eau $\delta q = q_{sat}(T_{air}) - q_{air}$, du rayonnement utile pour la photosynthèse (PAR), de la température et de l'humidité du sol (Jarvis, 1976), et la résistance du couvert r_c dépend de plus de l'indice de surface foliaire (LAI). Il existe de très nombreuses formulations différentes de r_{sol} et r_c (Shao et al., 1994).

La couche limite turbulente est également le siège du flux turbulent de chaleur sensible H , qui est engendré par la différence de température entre le sol et l'atmosphère :

$$H = \rho C_D |\vec{v}| (T_s - T_{air}) \quad (1.19)$$

où T_s est la température de la surface et T_{air} la température de l'air au niveau de référence. Le flux de chaleur sensible H et le flux de chaleur latente LE sont couplés par l'intermédiaire du rayonnement net R_n , qui est la différence entre le rayonnement solaire net à la surface et le rayonnement infrarouge net à la surface. A long terme, les variations de température de la surface et des couches profondes du sol sont négligeables, si bien que

$$R_n = LE + H \quad (1.20)$$

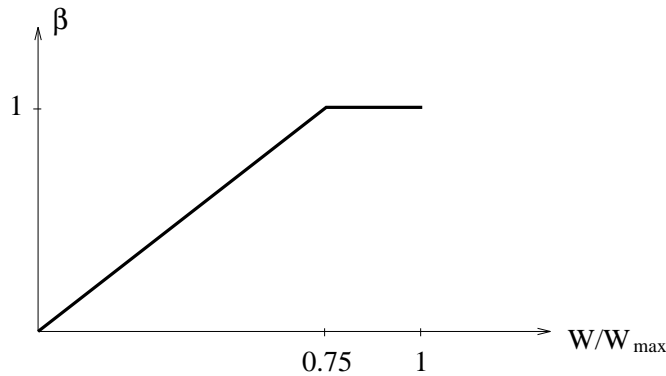


FIG. 1.9 – Variations du coefficient d'aridité β du modèle de Manabe (1969) en fonction de l'humidité du sol.

1.3.2.3 Très court historique des paramétrisations hydrologiques de surface dans les MCG

De très nombreux modèles sont utilisés dans les MCG pour représenter l'hydrologie de surface. Le plus ancien, et le plus simple, est celui de Manabe (1969). Ce modèle considère que le sol est un réservoir de 1 m de profondeur, dont la capacité maximale W_{max} vaut $150 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$, correspondant à une hauteur maximale de 150 mm dans le réservoir. Ce modèle ne distingue pas les composantes de l'évaporation liées au sol et à la végétation. L'évaporation est donnée par

$$E = \rho C_D |\vec{v}| \beta (q_{sat}(T_s) - q_{air}) \quad (1.21)$$

Suivant Budyko (1956), Manabe fait dépendre l'évaporation de l'humidité du sol W , selon la fonction β représentée en figure 1.9. Si le sol est suffisamment humide ($W \geq 0.75W_{max}$), l'évaporation est équivalente à celle d'une surface d'eau libre. Alors $\beta=1$, et l'on dit que la surface évapore au taux potentiel. Si $W < 0.75W_{max}$, l'évaporation est proportionnelle à l'humidité du sol. La fonction β représente donc un stress hydrique, et on désigne souvent β par le terme *coefficient d'aridité*.

Enfin, l'évolution de l'humidité est décrite par une équation bilan très simple :

$$\frac{\partial W}{\partial t} = P - E - R + M - F \quad (1.22)$$

où le flux d'eau sous forme de ruissellement, R , vaut, pendant le pas de temps Δt :

$$R = \max\left(P - E + M - F - \frac{W_{max} - W}{\Delta t}, 0\right) \quad (1.23)$$

Cette définition du ruissellement correspond au débordement du réservoir, comme le ferait un seau alimenté par la source $P - E$. Cette analogie a valu au modèle de Manabe son étiquette de "bucket model".

Le modèle de Manabe fut le premier à fermer le cycle de l'eau à la surface des continents, et sa simplicité a promu son application dans un grand nombre de MCG (Arakawa, 1972; Schlesinger and Gates, 1980; Hansen et al., 1983). Ce modèle présente cependant deux inconvénients

majeurs, qui ont conduit au développement de modèles plus complexes. Le premier inconvénient du modèle de Manabe est qu'il ne peut pas reproduire la variabilité temporelle à court terme de l'évaporation, du fait de la profondeur importante de son réservoir de sol (Dickinson and Henderson-Sellers, 1988; Mahfouf et al., 1996). Ceci a entraîné le développement de modèles de sol à plusieurs couches, correspondant chacune à un réservoir de profondeur inférieure à celle du réservoir unique de Manabe (Deardorff, 1977; Dickinson, 1984; Abramopoulos et al., 1988). Le second inconvénient du modèle de Manabe est qu'il ne rend pas explicitement compte de la végétation. Sont ainsi négligés les effets de certaines variables atmosphériques sur la résistance stomatique (comme la température et l'humidité de l'air, le rayonnement solaire incident sur la végétation, *etc.*), ainsi que l'interception des précipitations par le couvert végétal, dont l'importance est majeure (Scott et al., 1995). Parallèlement à l'augmentation du nombre de couches dans le sol, les modèles récents incluent donc, une représentation explicite de la végétation, la plus complexe étant donnée par le "Simple Biosphere Model" (SiB) de Sellers et al. (1986). De plus amples informations sur les nombreux modèles hydrologiques de surface sont disponibles dans les revues de Laval (1988) et Garratt (1993), ou dans Shao et al. (1994).

1.3.3 Le modèle SECHIBA

Le modèle SECHIBA (Ducoudré, 1989; Ducoudré et al., 1993) est utilisé dans le MCG du Laboratoire de Météorologie Dynamique pour représenter les processus hydrologiques ayant lieu à la surface des continents. Ce paragraphe est consacré à la description de la version de SECHIBA qui a servi de base aux études de cette thèse.

1.3.3.1 Les flux évaporatifs

SECHIBA distingue différents types de surface au sein d'une même maille du MCG : le sol nu, et sept types de végétation, dont l'indice de surface foliaire et les caractéristiques vis-à-vis des résistances à l'évaporation diffèrent. Les flux évaporatifs sont calculés indépendamment pour chaque type de surface présent sur une maille. La moyenne de ces flux, pondérée par la fraction de maille associée à chaque type de surface, constitue l'évaporation totale transmise à l'atmosphère au sommet de la couche limite turbulente. La transpiration et l'évaporation de l'eau interceptée par un type donné de végétation, et l'évaporation du sol nu, sont donnés par :

$$T_r = \rho \left(1 - \frac{I}{I_{max}} \right) U_s \frac{q_{sat}(T_s) - q_{air}}{r_a + r_c + r_{st}} \quad (1.24)$$

$$E_i = \rho \frac{I}{I_{max}} \frac{q_{sat}(T_s) - q_{air}}{r_a + r_{st}} \quad (1.25)$$

$$E_{sol} = \rho U_s \frac{q_{sat}(T_s) - q_{air}}{r_a + r_{sol}} \quad (1.26)$$

La température de surface T_s est identique pour tous les types de surface, et résulte du bilan thermique à la surface de la maille. De nouveaux termes apparaissent par rapport aux équations 1.17 et 1.18 :

- I_{max} est la capacité d'interception (en mm) de l'eau par le feuillage du type de végétation considéré. Il est donné par $I_{max} = 0.1 LAI$. I est la quantité d'eau effectivement interceptée

sur la canopée, et le rapport I/I_{max} représente la surface du couvert végétal recouverte d'eau libre, alors que son complémentaire représente la surface des feuilles sèches qui transpirent.

- r_{st} est la résistance architecturale (ou de structure), introduite par Perrier (1975), pour représenter la résistance exercée sur le flux de vapeur d'eau à l'intérieur de la canopée, entre la surface des feuilles et le sommet du couvert. La résistance architecturale rend également compte de la limitation de la transpiration due à l'extinction du rayonnement utile pour la photosynthèse, entre le sommet et la base du couvert (Ducoudré, 1989).
- U_s est un coefficient d'aridité, qui définit la force de rétention de l'eau dans le sol. Il est relié au potentiel hydrique du sol (section 2.2.1), et donc à l'humidité du sol (section 1.3.4).

La résistance du sol r_{sol} dépend comme U_s de l'humidité du sol. Ces relations seront examinées dans le paragraphe suivant. La résistance de surface du couvert est donnée par :

$$r_c = \frac{1}{LAI} \frac{S_n + s_0}{S_n} \frac{a + \lambda \delta q}{k_0} \quad (1.27)$$

Le premier quotient dans l'expression de r_c représente l'augmentation de la quantité transpirée avec l'augmentation de la surface transpirante. Le deuxième quotient représente l'influence du rayonnement solaire net S_n sur l'ouverture des stomates. En effet, le rayonnement solaire exerce un contrôle positif sur la photosynthèse, et le flux de CO_2 dans les cellules photosynthétiques est modulé par le diamètre des pores stomatiques. Le troisième quotient, qui relie r_c au déficit de l'air en vapeur d'eau, permet de représenter la fermeture des stomates en atmosphère très sèche. Enfin, la résistance stomatique ne dépend pas dans SECHIBA de l'humidité du sol, car cette dépendance de la transpiration est prise en compte par le coefficient d'aridité U_s .

Les paramètres s_0 , a , λ et k_0 dépendent du type de couvert végétal, de même que la résistance architecturale r_{st} . Les valeurs de ces paramètres sont donnés par Polcher et Laval (1994). Les variations saisonnières du LAI sont définies dans l'appendice A.

1.3.4 L'hydrologie du sol

Dans le modèle SECHIBA, la profondeur du sol, assimilée à une profondeur racinaire, vaut 1 mètre. Le sol est représenté par un réservoir d'eau à deux couches, dont la capacité de stockage W_{max} correspond à une hauteur d'eau de 150 mm. Cette valeur sera discutée dans les sections 2.1 et 2.3.

Le modèle de sol à deux couches est basé sur les idées développées par Choisnel (1974,1995). L'originalité de ce modèle tient au fait que les transferts hydriques entre les deux couches de sol ne sont pas représentées de manière explicite par des coefficients de diffusion, comme dans le modèle de Deardorff (1977) par exemple. Ces transferts résultent de manière implicite de l'algorithme de remplissage du sol (figure 1.10).

Cet algorithme repose sur le fait que la partie superficielle du sol est la plus réactive du point de vue des transferts hydriques. Il en découle que l'évaporation du sol nu et la transpiration dépendent de l'humidité de la couche superficielle. On pose :

$$U_s = \exp\left(-c \frac{h_s}{h_{sup}}\right) \quad (1.28)$$

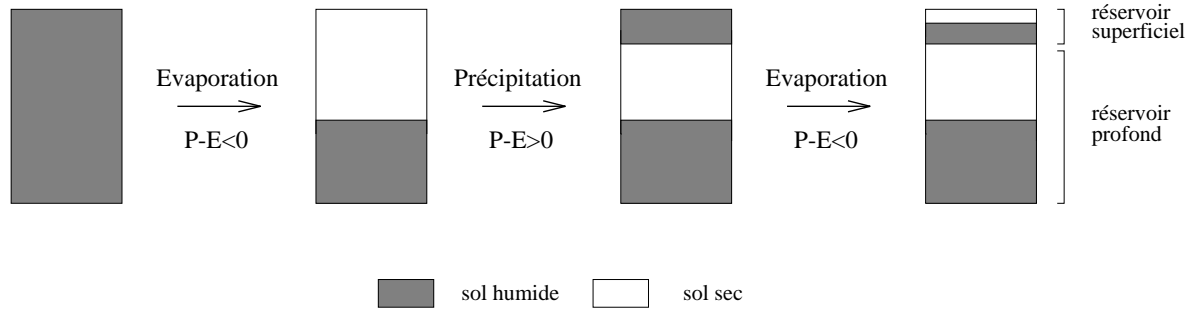


FIG. 1.10 – Schématisation du principe du modèle de sol de Choisnel. Pour les notations, voir le texte.

$$r_{sol} = r_t h_s \quad (1.29)$$

Dans ces deux relations², h_s désigne la hauteur de sol sec dans la couche superficielle, dont la hauteur est h_{sup} . Le paramètre c vaut 0.8, et r_t , qui représente la résistance exercée par 1 mètre de sol sec à l'encontre de l'évaporation du sol nu, vaut 33000 s.m^{-2} . Cette valeur implique que même une hauteur de sol sec de 1 cm exerce une résistance conséquente. Dans ces conditions en effet, r_{sol} vaut 330 s.m^{-1} , qui est du même ordre de grandeur que les estimations par Rutter (1975) de la résistance stomatique des plantes herbacées (entre 100 et 300 s.m^{-1}) et des forêts (entre 350 et 850 s.m^{-1}). Par ailleurs, si $h_s=0$, le sol nu évapore au taux potentiel, et la transpiration n'est plus limitée par aucun stress hydrique.

Dans SECHIBA, l'évaporation dépend des conditions hydriques du pas de temps précédent, et c'est la différence $P - E$, où E est l'évaporation totale, qui alimente le réservoir sol (nous négligeons ici les variations de $P - E$ liées à la neige). La couche superficielle est créée quand $P - E > 0$ après une période sèche, où $P - E < 0$ (figure 1.10). Tant que $P - E$ reste positif, la couche superficielle s'approfondit, ce qui correspond à la progression par diffusion d'un front d'humectation. Pendant l'approfondissement de la couche superficielle, celle-ci reste saturée, si bien que $h_s=0$, et que l'évaporation depuis le sol (c'est-à-dire l'évapotranspiration), n'est pas limitée par stress hydrique. L'évaporation ($P - E < 0$) est alimentée par l'humidité de la couche superficielle quand elle existe, et peut entraîner sa disparition.

La couche superficielle permet de reproduire les variations à court terme de l'évaporation de manière plus réaliste que dans le modèle de Manabe. L'évaporation a notamment lieu au taux potentiel quand il il vient de pleuvoir après une période sèche, ce qui constitue le comportement réaliste dans une telle situation. Cependant, du moment que la couche superficielle n'est plus saturée, elle se comporte comme le réservoir de Manabe. En particulier, si la couche superficielle est à la fois épaisse et très asséchée, même un fort orage ne pourra saturer cette couche, et l'évaporation du sol nu sera limitée en fonction de l'épaisseur de sol sec. Afin de renforcer le caractère dynamique de la couche superficielle vis-à-vis de l'évaporation, notamment de l'évaporation du sol nu, la profondeur maximale de cette couche a été limitée à 10 cm.

²Les relations 1.28 et 1.29 sont en fait des simplifications des relations incluses dans le modèle SECHIBA, mais elles sont représentatives du comportement général de r_{sol} et U_s .

Quand la profondeur de la couche superficielle atteint cette limite, et que la couche est saturée, toute infiltration supplémentaire apportée par $P - E > 0$ alimente directement la couche profonde (Ducharne, 1993).

Quand le sol est intégralement saturé, les deux couches sont réunies, et tout apport d'eau $P - E > 0$ à la surface ruisselle. Le ruissellement est donc défini dans SECHIBA comme dans le modèle de Manabe par

$$R = \max\left(P - (E_{sol} + T_r + I_{loss}) + M - F - \frac{W_{max} - W}{\Delta t}, 0\right) \quad (1.30)$$

Le ruissellement est donc nul tant que le sol n'est pas saturé, alors qu'il est constitué de la totalité de l'eau disponible à la surface quand le sol est saturé et l'infiltration par conséquent impossible. Ce ruissellement, défini par le débordement du sol quand celui-ci est saturé, sera désigné par ruissellement de type "tout ou rien" dans la suite de cette thèse.

Chapitre 2

Sensibilité du MCG à la répartition verticale de l'eau dans le sol

2.1 Introduction

La circulation et le stockage de l'eau dans le sol dépendent pour beaucoup de sa porosité. Il importe de distinguer différents types de porosité, qui sont associés à des processus hydrologiques différents :

- la porosité totale est définie comme le volume de sol qui n'est pas occupé par la phase solide. Elle détermine la capacité du sol à saturation, quand l'eau occupe l'intégralité des vides du sol. Le sol est cependant rarement saturé car l'eau contenue dans ses pores les plus grossiers (diamètre supérieur à $10\ \mu\text{m}$) est rapidement ressuyée après les pluies, c'est-à-dire évacuée verticalement sous la seule action de la gravité. On parle alors de *drainage gravitationnel*. Il est usuel de considérer qu'un sol saturé par la pluie est complètement ressuyé au bout de deux à trois jours, en absence de nappe (Duchaufour, 1991).
- au terme du ressuyage, seuls les pores dont le diamètre est inférieur à $10\ \mu\text{m}$ sont encore remplis d'eau. La quantité d'eau correspondante est appelée *capacité au champ*.
- les pores très fins (diamètre inférieur à $0.2\ \mu\text{m}$) sont normalement occupés par de l'eau qui est liée à la phase solide par des liaisons électrostatiques. Cette eau, dite *eau liée*, ne peut être retirée du sol ni par évaporation aux températures normales, ni par transpiration. Par conséquent, s'il ne reste d'eau que dans les pores très fins du sol, les végétaux ne disposent plus d'aucune source d'eau pour la transpiration et flétrissent : on parle alors de *point de flétrissement*.

Finalement, le maximum de l'eau utilisable à long terme (au delà de trois jours) pour soutenir l'évapotranspiration est déterminé par le volume des pores dont le diamètre est compris entre 0.2 et $10\ \mu\text{m}$. Cette quantité maximale, nommée *capacité utile*, est donc la différence entre la capacité au champ et le point de flétrissement.

Dans le modèle hydrologique SECHIBA, la capacité du sol, ou quantité d'eau maximale que peut contenir le sol avant de déborder, est regardée comme une capacité utile. Ceci se justifie

car :

- l'eau liée n'intervient pas dans les bilans hydriques,
- l'eau en excès dans le sol par rapport à la capacité au champ a un temps de résidence très faible dans le sol, par rapport aux échelles de temps climatiques.

Cette approximation implique néanmoins un commentaire vis-à-vis de la signification physique du ruissellement dans SECHIBA. En effet, celui-ci constitue le seul moyen, hormis l'évapotranspiration, pour évacuer de l'eau hors du sol. Il est dit de type "tout ou rien", car il n'y a pas de ruissellement tant que le sol n'est pas saturé, alors qu'à saturation, toute l'eau disponible à la surface ruisselle (section 1.3.3). Puisque la capacité du sol est en fait une capacité utile, la saturation du point de vue de SECHIBA ne correspond pas à une saturation réelle, mais à la saturation des pores de diamètre inférieur à $10 \mu\text{m}$, définissant la capacité au champ. De ce fait une part importante du ruissellement "tout ou rien" peut être considérée comme du drainage gravitationnel.

Du point de vue de l'atmosphère, la variable clef de l'hydrologie de surface est l'évaporation totale, soit la somme de l'évaporation de l'eau interceptée par le feuillage, de l'évaporation du sol nu, de la transpiration et de la sublimation de la glace et de la neige. En effet, l'évaporation totale alimente l'atmosphère en vapeur d'eau, et elle est au coeur des bilans radiatifs de la surface et de l'atmosphère (section 1.2.1). Dans ce contexte atmosphérique, le rôle de l'hydrologie du sol est de définir le stock d'eau dans le sol qui permet d'alimenter l'évapotranspiration tout au long de l'année (Delworth and Manabe, 1988; Milly and Dunne, 1994). De manière générale, l'eau est accumulée dans le sol pendant les périodes où les sources d'eau (pluie et neige fondue) sont supérieures à l'évaporation (saison humide), et ce stock est progressivement utilisé quand l'évaporation devient supérieure à la précipitation (saison sèche).

Dans ce chapitre, nous allons étudier l'influence sur le climat simulé par le MCG du LMD de deux éléments de l'hydrologie du sol. Ces deux éléments ont en commun de ne pas dépendre directement de la végétation, et d'agir sur la répartition verticale de l'eau dans le sol. Dans un premier temps, nous allons étudier la sensibilité du MCG à l'introduction d'un terme de drainage. Ce drainage, qui dépend uniquement de l'humidité du sol, permet l'écoulement vertical de l'eau hors du sol. Dans un deuxième temps, nous étudierons la sensibilité du MCG à la valeur de la capacité en eau du sol. Cette grandeur, qui limite le stock en eau, est considérée par Milly et Dunne (1994) comme un déterminant majeur de la réponse hydrologique des surfaces continentales.

2.2 Sensibilité du MCG à l'inclusion d'un terme de drainage

2.2.1 Un peu de théorie...

Historiquement, la première loi d'écoulement de l'eau, dans le milieu poreux constitué par le sol, fut établie par Darcy (1856), dans le cas d'un sol saturé et isotrope :

$$q = -K_{sat} \frac{\partial \psi}{\partial z} \quad (2.1)$$

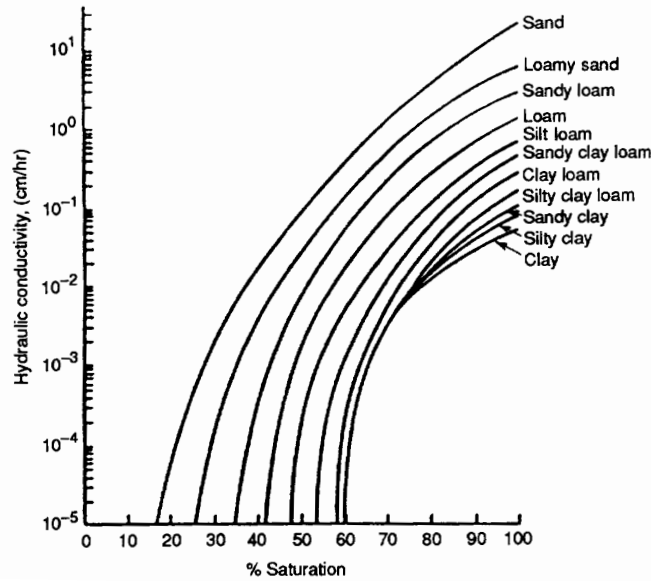


FIG. 2.1 – Variations de la conductivité hydraulique K en fonction de l'humidité volumique relative du sol (θ/θ_{sat}). D'après Rawls et al. (1992).

où q est la quantité d'eau écoulée par unité de surface et de temps, ψ est le potentiel hydrique, z désigne la cote, et où K_{sat} est la perméabilité du sol ou conductivité hydraulique, à saturation. Ces grandeurs ont la dimension d'une hauteur par unité de temps pour q et K_{sat} , et celle d'une hauteur pour ψ et z . Que le sol soit saturé ou non, le potentiel hydrique ψ est la somme de deux potentiels¹, qui varient avec z :

- le potentiel gravitaire $\psi_g = z$, qui induit directement un mouvement d'eau vers le bas (cas du drainage gravitationnel),
- le potentiel matriciel ψ_m , qui traduit la rétention de l'eau par capillarité au sein des particules de sol, dans les pores dont le diamètre est compris entre 0.2 et 10 μm . Il faut exercer une pression sur le sol pour faire bouger cette eau, si bien que $\psi_m = p/\rho_{eau}g$, où p désigne la pression, g l'accélération de champ de gravité, et ρ_{eau} la densité de l'eau. Plus le sol est sec, plus le sol a une affinité forte avec l'eau, et plus grande est donc la pression qu'il faut exercer pour faire bouger de l'eau. Le potentiel matriciel ψ_m est donc relié à l'humidité volumique du sol θ , et l'on peut écrire $\psi_m(\theta)$.

Le potentiel gravitaire ψ_g ne joue en fait un rôle important que lorsque le sol est saturé (Duchaufour, 1991), car le gradient de ψ_g devient vite négligeable par rapport au gradient de ψ_m quand le sol s'assèche. Par conséquent, si le contenu en eau du sol est inférieur à la capacité au champ, on peut considérer que seul le potentiel matriciel ψ_m agit sur l'écoulement d'eau dans le sol. Quand le sol n'est pas saturé, la conductivité hydraulique K dépend de θ , comme l'illustre la figure 2.1 : quelle que soit la texture du sol, plus celui-ci est sec, et moins il est perméable à

¹Une troisième composante du potentiel hydrique est le potentiel osmotique, qui n'est important que dans les sols salins. Il est donc ici négligé.

l'eau. Finalement, quand l'humidité volumique θ est inférieure à celle déterminée par la capacité au champ, et que le sol est isotrope, on peut exprimer la loi du mouvement vertical de l'eau par :

$$q = -K(\theta) \frac{\partial \psi_m(\theta)}{\partial z} \quad (2.2)$$

Cette équation 2.2 pourrait être utilisée dans SECHIBA pour décrire les mouvements verticaux d'eau dans le sol qui ne sont pas assimilables au drainage gravitationnel. Cependant, l'application d'une telle équation différentielle est pour l'heure impossible car les variations verticale de l'humidité ne sont pas résolues de manière suffisamment fine. En effet, seules deux couches de sol avec des humidités différentes sont permises dans SECHIBA, pour une profondeur de sol d'un mètre. C'est pourquoi une paramétrisation conceptuelle est nécessaire pour décrire l'écoulement vertical non gravitationnel de l'eau dans le sol, qui définira désormais le drainage.

2.2.2 La paramétrisation du drainage

La paramétrisation du drainage décrite ici est une adaptation, pour le sol à deux couches de SECHIBA (section 1.3.4), de la paramétrisation du drainage décrite par Dümenil et Todini (1992) pour un sol à une couche, et également utilisée par Rowntree et Lean (1994).

Pour chacune des deux couches du sol, le drainage est défini comme un flux descendant d'eau à travers la base de la couche. Le drainage issu de la couche profonde produit un écoulement d'eau hors de la maille, et le drainage issu de la couche superficielle alimente la couche profonde. Le drainage obéit aux mêmes équations dans les deux couches, mais les paramètres de ces équations sont différents selon la couche considérée. Le drainage D_i depuis la couche i dépend de manière non linéaire du contenu en eau W_i de cette couche :

$$D_i = D_i^{min} \frac{W_i}{W_i^{max}} \quad si \quad W_i < W_i^{lim} \quad (2.3)$$

$$D_i = D_i^{min} \frac{W_i}{W_i^{max}} + (D_i^{max} - D_i^{min}) \left(\frac{W_i - W_i^{lim}}{W_i^{max} - W_i^{lim}} \right)^{d_i} \quad si \quad W_i \geq W_i^{lim} \quad (2.4)$$

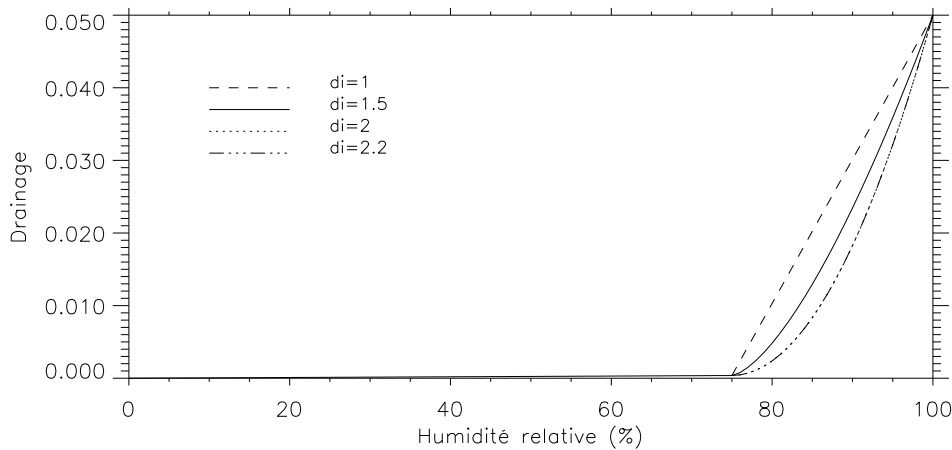
Dans ces équations,

- W_i est en mm, ou kg.m^{-2} ,
- W_i^{max} est le contenu en eau maximum de la couche i (également en mm ou kg.m^{-2}). Il est défini par $W_i^{max} = h_i W_{max}$, où h_i est la hauteur de la couche (m), et où W_{max} est le contenu en eau maximum du sol en kg.m^{-2} ,
- D_i est en mm par unité de temps,
- W_i^{lim} , le contenu en eau limite qui différencie les deux régimes de drainage, ainsi que D_i^{min} , D_i^{max} et d_i , sont les paramètres, dont la valeur dans chacune des deux couches est donnée dans le tableau 2.1.

La paire d'équations 2.3 et 2.4 définit pour chaque couche un bilan macroscopique des écoulements microscopiques ayant lieu au sein de la couche, et qui pourraient être régis par l'équation 2.2 si la discrétisation verticale de l'humidité du sol étaient suffisamment fine. La non linéarité de D_i par

TAB. 2.1 – Valeur des paramètres du drainage dans chacune des deux couches du sol de SE-CHIBA.

	W_i^{lim}/W_i^{max}	D_i^{min} (mm.h ⁻¹)	D_i^{max} (mm.h ⁻¹)	d_i
Couche superficielle	0.75	0.002	0.2	1.5
Couche profonde	0.75	0.0005	0.05	1.5

FIG. 2.2 – Influence du paramètre d_i sur le drainage, en fonction de l'humidité relative du sol. Les autres paramètres du drainage sont égaux à ceux définis pour la couche profonde (tableau 2.1).

rapport à l'humidité W_i de chaque couche reflète la non linéarité de l'écoulement microscopique q en fonction de θ .

Les valeurs de D_i^{min} et D_i^{max} pour la couche profonde sont égales à celles utilisées par Dümenil et Todini (1992) pour leur sol à une couche. Ces paramètres sont quatre fois plus grands pour la couche superficielle (Ducharne, 1993), afin d'avoir un drainage plus fort entre les deux couches qu'à la base du sol, et d'accentuer le rôle de la couche superficielle vis-à-vis de la dynamique à court terme de l'évapotranspiration (section 1.3.4). Dans les deux couches, D_i^{max} est cent fois plus grand que D_i^{min} . Ce rapport entre les deux coefficients, qui régissent la perméabilité du sol en conditions humide et sèche, est dans la gamme des rapports observés pour tous les types de sol entre les conductivités hydrauliques à forte et faible humidité volumique relative (figure 2.1). Comme le montre la figure 2.2, un tel rapport 100 entre D_i^{max} et D_i^{min} implique une forte augmentation du drainage dès que le contenu en eau du sol dépasse W_i^{lim} , qui vaut 75 % en humidité relative. La figure 2.2 illustre également le rôle de la puissance d_i de l'équation 2.4 : plus d_i est proche de 1, plus le drainage au dessus du seuil est élevé. Cependant, dans l'intervalle $[1, 2.2]$ retenu par Todini (Rowntree and Lean, 1994) pour d_i , et pour les valeurs des autres paramètres données par le tableau 2.1, l'influence de d_i est faible par rapport à celle de D_i^{max} .

2.2.3 Description des expériences numériques

Deux simulations sont effectuées avec le cycle 6 du MCG du LMD, qui est présenté dans l'appendice A. Dans ces deux simulations, les processus de surface sont décrits par le modèle SECHIBA (section 1.3.3). L'hydrologie du sol est traitée de manière identique dans toutes les mailles continentales : la profondeur du sol est 1 m, la capacité utile de la maille est de 150 kg.m^{-2} (sauf dans les déserts, où elle vaut 30 kg.m^{-2}). Le ruissellement est de type "tout ou rien". Les deux simulations couvrent dix ans, les températures de surface de la mer étant prescrites selon l'observation de Reynolds (1988) pendant la période 1979-1988. La seule différence entre les deux simulations concerne le drainage :

- dans la simulation MIN, il n'y a pas de drainage, si bien que l'écoulement total est intégralement constitué du ruissellement "tout ou rien",
- en plus du ruissellement "tout ou rien", la simulation DRN inclut un terme de drainage depuis chacune des couches du sol, selon la paramétrisation décrite dans le paragraphe précédent. Dans la suite de l'étude, et sauf précision du contraire, nous n'appellerons drainage que le drainage depuis la couche profonde, qui seul participe à l'écoulement d'eau hors du sol de la maille.

Les deux simulations ayant le même état initial, leurs différences ne peuvent avoir que deux causes : la première est la paramétrisation du drainage, et la seconde est la variabilité des processus atmosphériques, due à leur non-linéarité (Lorenz, 1996).

Du fait de la faible résolution temporelle, et surtout spatiale des MCG, et des approximations et hypothèses simplificatrices qui en découlent, les valeurs instantanées simulées par les MCG, ainsi que leurs moyennes à court terme, n'ont de valeur que statistique, au sein de l'échantillon de ces valeurs sur l'ensemble de la simulation. Ceci explique la nécessité de faire des simulations longues. Le climat, tant observé que simulé, possède cependant des propriétés qui facilitent l'étude statistique des résultats des MCG :

- il est stationnaire à l'échelle décennale. Ainsi, l'Organisation Météorologique Mondiale définit le climat à partir de la moyenne du temps sur 30 ans,
- il présente une périodicité annuelle marquée,
- il existe une forte autocorrélation temporelle en chaque point à l'échelle du mois, voire de la saison (trois mois).

La variabilité des MCG peut donc être réduite si l'on travaille en moyenne annuelle, saisonnière ou mensuelle (moyenne de tous les mois de janvier par exemple), et elle sera d'autant plus réduite que ces moyennes seront effectuées sur un plus grand nombre d'années. Il est admis que pour les MCG atmosphériques, une étude sur une dizaine d'années permet une réduction de la variabilité suffisante pour comparer deux simulations (Gates, 1992). Il existe cependant des régions de très forte variabilité (notamment la ZCIT et les zones de mousson) où les moyennes sur dix ans sont assorties d'un écart-type élevé, si bien que la comparaison des moyennes de deux simulations nécessite des précautions statistiques.

TAB. 2.2 – Résumé des différences entre MIN et DRN : moyennes annuelles sur les continents. Une différence statistiquement significative au risque $\alpha=0.05$ (respectivement $\alpha=0.1$) est indiquée par * (respectivement par †).

	MIN	DRN	DRN-MIN
Drainage (mm/an)	0	99	99*
Ruissellement (mm/an)	480	403	-77*
Écoulement total (mm/an)	480	502	22†
Humidité du sol (mm)	62	57	-5*
Évaporation (mm/an)	566	527	-39*
Précipitation (mm/an)	1047	1029	-18
Convergence d'humidité (mm/an)	481	502	21†
Température de surface (C)	14.0	14.3	0.3*
Flux de chaleur sensible ($W.m^{-2}$)	56.4	59.0	2.6*

Finalement, si la paramétrisation du drainage entraîne une différence entre les deux simulations, alors l'état d'équilibre du climat sera différent entre les deux simulations, au moins pour certaines variables. Afin de comparer les deux simulations une fois qu'elles sont à l'équilibre, la première année de chaque simulation, influencée par l'état initial des simulations qui est identique dans DRN et MIN, est éliminée de l'analyse. Il est vérifié que les neuf dernières années des simulations sont bien à l'équilibre. Ceci apparaît notamment dans l'égalité quasi parfaite des moyennes sur les neuf dernières années, de la convergence d'humidité (source d'eau pour le sol) et de l'écoulement total (sortie d'eau du sol), dans les deux simulations MIN et DRN (tableau 2.2).

2.2.4 Etude des bilans annuels

Le tableau 2.2 montre l'existence de drainage dans DRN : la paramétrisation du drainage produit presque 100 mm/an de drainage en moyenne annuelle sur les continents. Ceci entraîne une diminution significative de l'humidité du sol moyenne, si bien que le ruissellement et l'évaporation sont significativement plus faibles dans DRN que dans MIN. L'augmentation du drainage étant supérieure à la diminution du ruissellement, l'écoulement total est plus fort dans DRN que dans MIN, ce qui contribue à maintenir une humidité du sol plus faible dans DRN. La stationnarité du climat, et donc du sol, à l'échelle décennale, explique que la similarité entre l'augmentation de convergence d'humidité et d'écoulement total entre MIN et DRN. L'augmentation de la convergence est liée au fait que la diminution de l'évaporation (significative) est supérieure à celle de la précipitation (qui n'est d'ailleurs pas significative en moyenne annuelle sur l'ensemble des continents). La diminution significative de l'évaporation moyenne sur les continents influe également sur le bilan énergétique des continents, comme le montrent les augmentations significatives, dans DRN par rapport à MIN, de la température de surface et

du flux de chaleur sensible.

La figure 2.3 compare les bilans hydriques annuels des deux simulations MIN et DRN, au sein des bassins versants de vingt des plus grands fleuves mondiaux. Dans l'appendice B, la liste de ces bassins versants et de leur abréviation est donnée par le tableau B.1, et leur localisation dans la grille du MCG est présentée dans la figure B.1. Ces bassins versants sont intéressants à plusieurs titres :

- ils sont suffisamment grands pour qu'on puisse admettre qu'ils ne sont pas dominés par le comportement d'une seule maille très variable (le plus petit des bassins étudiés est celui du Danube (Da), qui couvre six mailles de MCG),
- ils constituent un échantillon représentatif des nombreux régimes hydrologiques du globe,
- ils constituent des entités hydrologiques indépendantes, caractérisées par le débit du fleuve principal à l'embouchure. Ces débits sont mesurés, et peuvent servir à la validation du cycle hydrologique simulé.

Dans la figure 2.3, les bassins versants sont rangés dans l'ordre des convergences d'humidité moyennes croissantes dans DRN.

La première constatation est la création de drainage par la paramétrisation du drainage dans les vingt bassins versants étudiés. Dans le bassin de l'Indus (In) cependant, qui est une région semi-aride dans le MCG, le drainage dans DRN est très faible : il vaut 1.95 mm/an en moyenne, mais est presque intégralement produit en une année.

La moyenne annuelle du drainage est fortement corrélée à l'humidité du sol moyenne, ce qui s'explique par le fait que le drainage (à partir de la couche profonde) ne dépend fonctionnellement que d'une seule variable, l'humidité de la couche profonde (équations 2.3 et 2.4), qui est très proche en moyenne annuelle de l'humidité totale du sol. A titre d'exemple, la figure 2.4 présente les cycles annuels de l'humidité du sol et du drainage simulés par DRN dans les bassins versants du Zaire et du Gange. Outre la forte corrélation temporelle entre le drainage et l'humidité du sol, cette figure illustre aussi, dans le cas du Gange, la non-linéarité du drainage : il y a du drainage de juin à octobre, alors que de novembre à mai, il est très faible, en dépit d'une humidité du sol positive. Ceci suggère que de novembre à mai, l'humidité de la couche profonde est dans toutes les mailles du bassin inférieure au seuil discriminant les deux vitesses de drainage (figure 2.2), alors que de juin à octobre, certaines au moins des mailles du bassin ont une humidité de la couche profonde supérieure au seuil.

La figure 2.3 montre que la création de drainage dans DRN s'accompagne dans tous les bassins versants d'une diminution du ruissellement, de l'humidité du sol et donc de l'évaporation. En revanche, l'écoulement total n'augmente pas dans tous les bassins versants. L'écoulement total moyen est en fait très fortement corrélé dans chaque simulation à la convergence d'humidité moyenne, ce qui résulte de l'équilibre à long terme du climat et du cycle hydrologique. Les bassins versants où l'écoulement total et la convergence d'humidité moyens diminuent sont tous localisés dans les tropiques (sauf le Saint-Laurent Sl). Il s'agit des bassins de l'Amazone (Az), de l'Orénoque (Or), du Niger (Ni), du Zaire (Co) et du Yang Tze Kiang (Ya). En effet, dans les tropiques, la convergence d'humidité est fortement liée à la convection et à la circulation générale, si bien qu'elle est un élément fondamental des bilans hydriques locaux. Ceci apparaît en

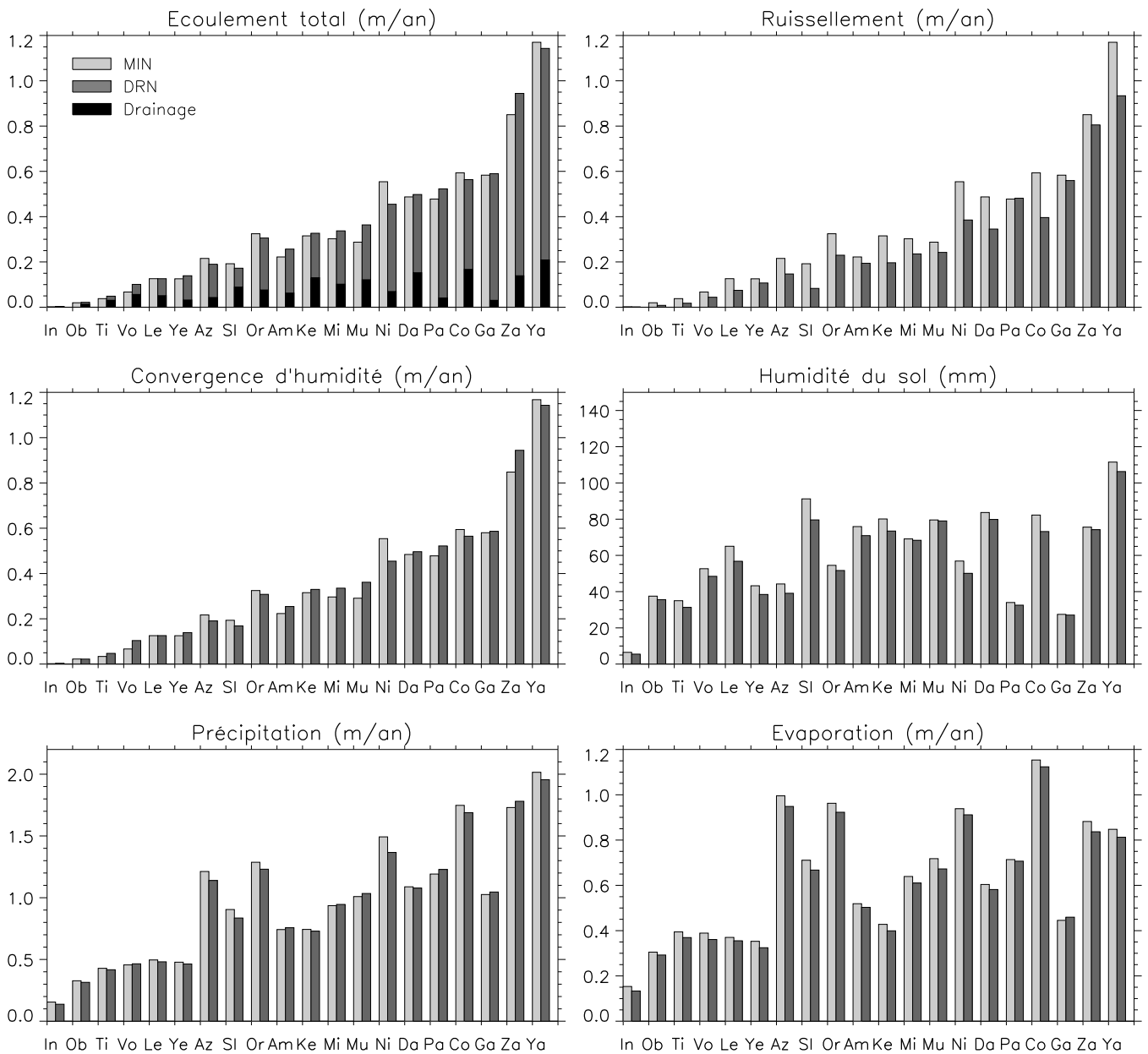


FIG. 2.3 – Bilans hydrologiques annuels dans les bassins de vingt grands fleuves (abréviations définies dans le tableau B.1).

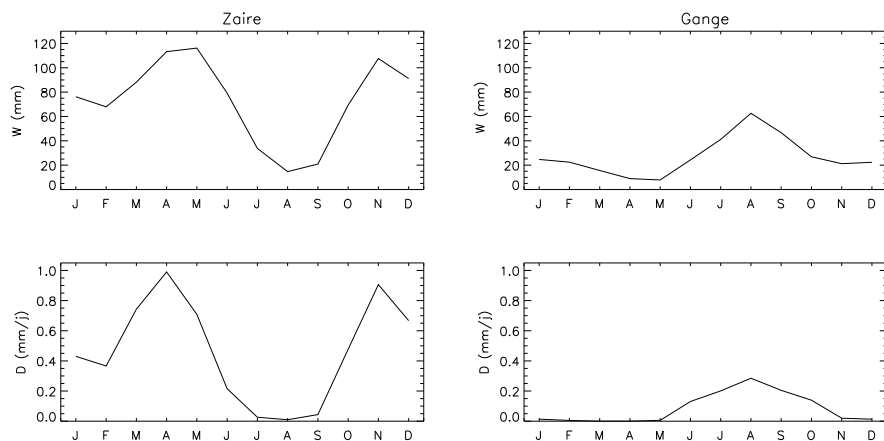


FIG. 2.4 – Simulation DRN : cycles annuels moyens, dans les bassins versants du Zaire et du Gange, de l'humidité du sol (W en mm) et du drainage (D en mm/j).

particulier dans la corrélation entre les variations de précipitation et les variations de convergence d'humidité moyennes dans les tropiques : en général, la précipitation diminue faiblement entre MIN et DRN (ce qui explique la diminution globale observée dans le tableau 2.2), mais dans quatre bassins versants, la précipitation augmente clairement entre MIN et DRN (bassins de la Murray (Mu), du Paraná (Pa), du Gange (Ga) et du Zambèze (Za)). Ce sont les bassins tropicaux où la convergence d'humidité augmente de MIN à DRN.

2.2.5 Convergence d'humidité

De nombreuses études, notamment les études de déforestation, ont montré que les changements de flux de surface (qui incluent l'évaporation) peuvent changer la circulation générale et la convergence d'humidité, avec une forte sensibilité dans la bande tropicale. Le but de ce paragraphe est d'étudier plus en détails comment la branche atmosphérique du cycle hydrologique est affecté par les changements induits à la surface par la paramétrisation du drainage. Une attention particulière sera portée à la convergence d'humidité, qui 1) est sur les continents en équilibre à long terme avec l'écoulement total, et 2) est dans les tropiques fortement liée à la convection de grande échelle et à la circulation générale (circulation de Hadley-Walker).

2.2.5.1 Janvier

La figure 2.5 présente les moyennes zonales de l'évaporation, de l'humidité du sol, de la précipitation et de la convergence d'humidité, en janvier au dessus des continents. Les moyennes correspondant aux latitudes au sud de 40°S sont éliminées car aucune d'elles n'inclut plus de trois valeurs continentales, et n'est donc représentative. L'Antarctique constitue une exception à cette règle, mais l'hydrologie continentale n'y est pas active, à cause du gel permanent.

Pendant l'hiver, le rayonnement solaire est faible, et il constitue le principal facteur limitant pour l'évaporation. Ceci explique pourquoi la paramétrisation du drainage ne change pas significativement l'évaporation dans l'hémisphère nord en janvier, alors qu'elle y induit une diminution importante de l'humidité du sol. Il n'y a pas non plus de changement significatif de

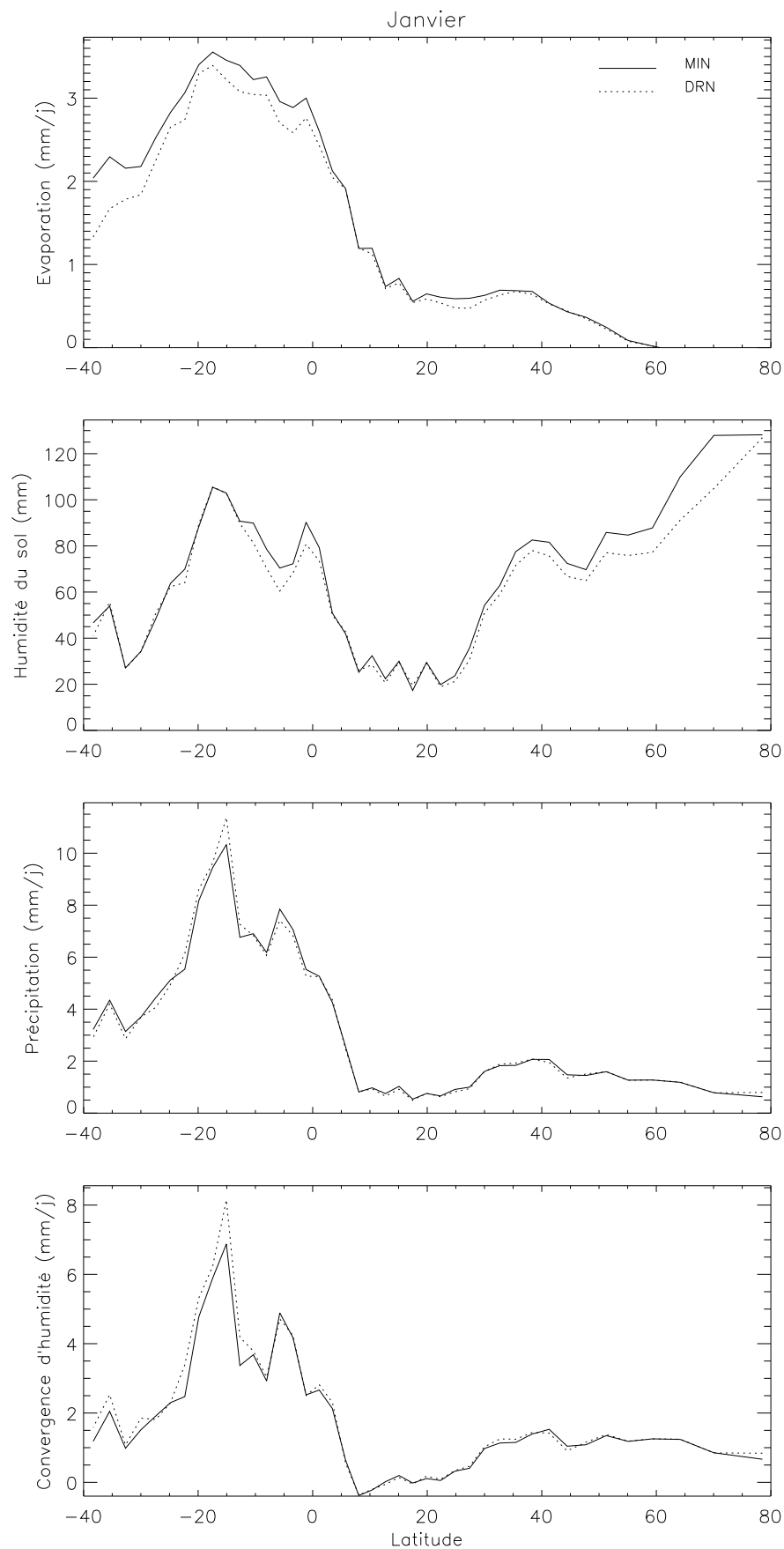


FIG. 2.5 – Janvier : moyennes zonales sur les continents, dans MIN et DRN, de l'évaporation (mm/j), de l'humidité du sol (mm), de la précipitation et de la convergence d'humidité (mm/j).

la précipitation ni de la convergence d'humidité, car l'évaporation ne change pas localement, et que les changements affectant l'hémisphère sud y sont très bien isolés par la circulation de Hadley-Walker.

Dans l'hémisphère sud, l'évaporation diminue largement avec la paramétrisation du drainage. En effet, le rayonnement solaire est fort, si bien que le principal facteur limitant de l'évaporation est l'humidité du sol. Celle-ci est réduite par le drainage, même si cet effet est masqué, en moyenne entre -15°S et -30°S , du fait de l'augmentation de convergence d'humidité. Cette augmentation est maximale dans la zone de convergence d'humidité maximale (10°S à 25°S), où elle s'accompagne d'une augmentation (plus faible) de la précipitation.

Les cartes de la figure 2.6 montrent que la diminution d'évaporation observée en moyenne zonale affecte l'essentiel des surfaces continentales des tropiques sud. Au contraire, l'augmentation de convergence d'humidité en moyenne à ces latitudes n'est pas représentative des variations régionales de la convergence d'humidité, qui sont autant positives que négatives. Néanmoins, les plus fortes de ces variations sont positives (pour la différence DRN-MIN), ce qui explique le comportement moyen. Elles sont principalement localisées au Brésil et en Tanzanie, dans les régions centrées autour de 45°W , 20°S et de 35°E , 15°S respectivement. Comme le montre la figure 2.7, ces régions sont en janvier au coeur de la ZCIT, où l'intense convection explique les fortes pluies et la forte convergence d'humidité. Dans les deux régions, la réduction de l'évaporation entre MIN et DRN est beaucoup plus faible que l'augmentation de la convergence d'humidité et de la précipitation, ce qui indique que le changement majeur vis-à-vis du cycle hydrologique est celui de la convergence d'humidité et non pas celui de l'évaporation. L'augmentation de la convergence d'humidité dans la ZCIT est associée à une diminution de convergence dans les régions voisines moyennement convergentes, voire au renforcement d'une divergence d'humidité (visible sur la figure 2.7 au nord-ouest de la ZCIT brésilienne).

Toutes ces observations suggèrent que l'introduction du drainage entraîne en janvier une intensification des cellules de Hadley sur les continents, et les mécanismes présentés par Polcher (1995) en donnent une explication cohérente. Cette étude montre que dans les tropiques, la diminution d'évaporation causée par la déforestation est capable d'induire une augmentation de la précipitation. Cette augmentation, centrée sur la ZCIT, est liée à une augmentation du flux de chaleur sensible, qui en diminuant la stabilité de l'atmosphère, augmente la fréquence des événements fortement convectifs. Cependant, Polcher (1994) insiste sur le fait que des moyennes régionales et/ou temporelles ne peuvent rendre le même résultat que sa méthode, qui est basée sur une analyse jour à jour et point par point du bilan énergétique dans les régions tropicales étudiées.

Dans notre étude, la diminution d'évaporation est en moyenne associée à une augmentation de flux de chaleur sensible dans la bande tropicale sud. Dans la ZCIT cependant, le flux de chaleur sensible ne varie pas. Le rayonnement net y diminue en revanche, de 10 à 20 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$. Nous suggérons que cette diminution du rayonnement net est associée dans le temps à une augmentation de la convection et des nuages associés, et qu'elle masque, en moyenne, l'augmentation du flux de chaleur sensible à l'origine de l'intensification de la convection.

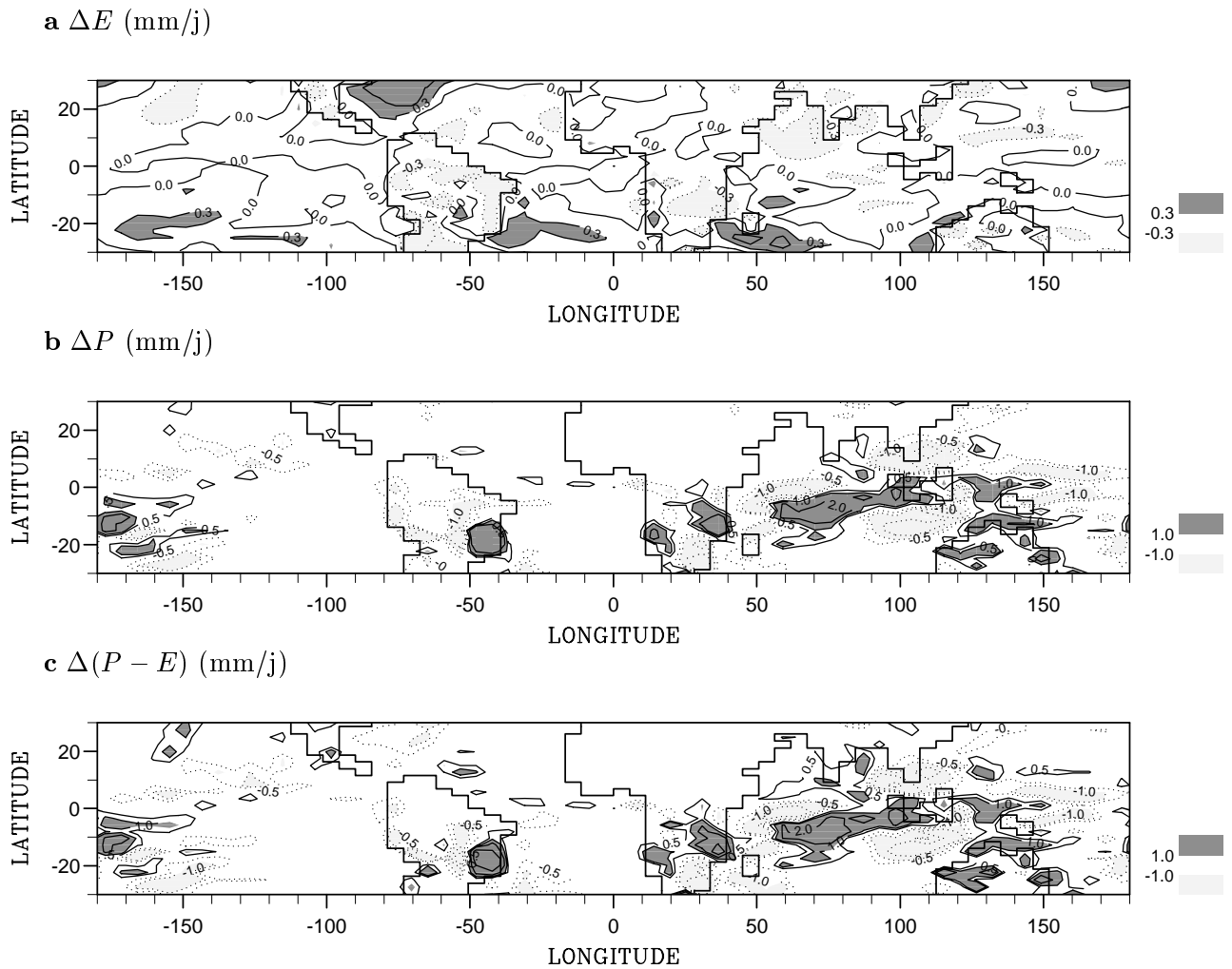


FIG. 2.6 – Janvier, différences (DRN - MIN) : **a** évaporation ΔE (mm/j) ; isolignes à -0.6, -0.3, 0, 0.3, 0.6 , **b** précipitation ΔP et **c** convergence d'humidité $\Delta(P - E)$ (mm/j) ; isolignes à -2, -1, -0.5, 0.5, 1, 2.

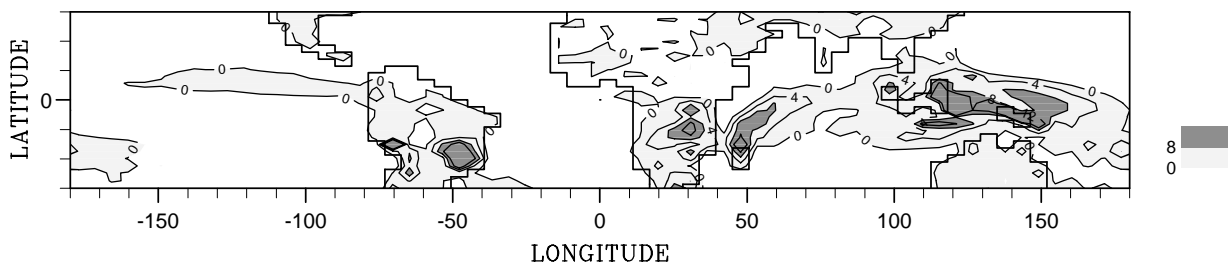


FIG. 2.7 – Janvier, simulation MIN : convergence d'humidité en mm/j ; isolignes à 0, 4, 8, 12.

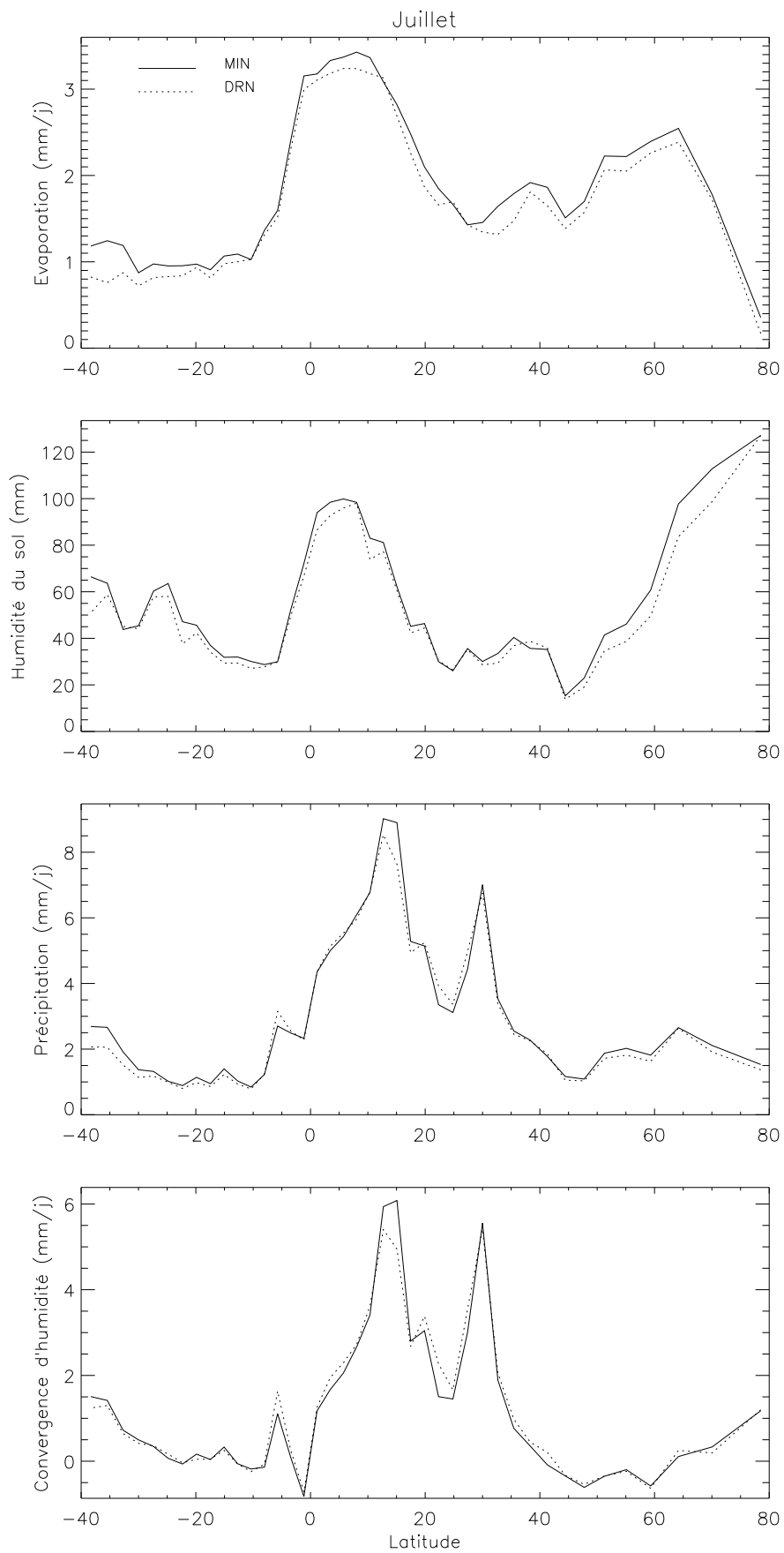
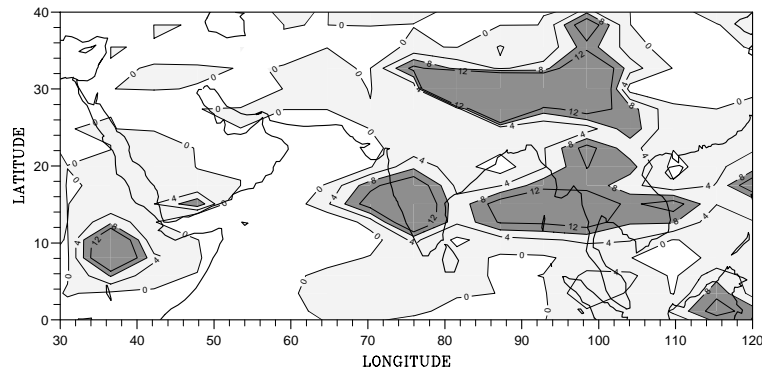


FIG. 2.8 – Juillet : voir figure 2.5.

a $P - E$ (mm/j)



b Vitesse du vent \vec{V} (m/s)

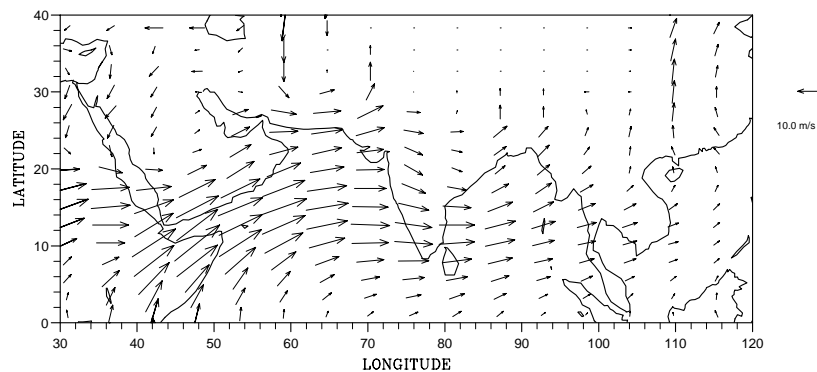


FIG. 2.9 – Juillet, simulation MIN : **a** convergence d'humidité en mm/j ; isolignes à 0, 4, 8, 12, et **b** vitesse horizontale du vent à 850 mb en m.s^{-1} .

2.2.5.2 Juillet

La figure 2.8 montre qu'en juillet, l'introduction du drainage réduit l'évaporation à toutes les latitudes. En effet, le rayonnement solaire est important dans l'hémisphère nord comme dans la zone tropicale, c'est-à-dire sur la grande majorité des continents, où la diminution de l'humidité du sol par le drainage entraîne donc une augmentation du stress hydrique vis-à-vis de l'évaporation. Au nord de 45°N , la précipitation diminue de 0.2 à 0.3 mm/j. En revanche, la convergence d'humidité ne change pas notablement, ce qui suggère que la diminution de la précipitation est associée à la diminution locale de l'évaporation. Ceci s'explique par le recyclage de l'évaporation en précipitation, qui est une importante source de précipitation dans les zones intra-continentales des extra-tropiques en été (Brubaker et al., 1993). Ce recyclage est notamment permis par les ascendances convectives qui se développent en été sous l'effet du réchauffement de la surface, et qui entraînent la condensation locale de la vapeur d'eau produite par évaporation.

L'influence de la paramétrisation du drainage sur la zone tropicale est différente en juillet de celle observée en janvier : la diminution de l'évaporation n'y est pas associée à une augmentation de la convergence d'humidité et de la précipitation au niveau de la ZCIT. Au contraire, celles-ci diminuent fortement dans les latitudes de convergence d'humidité maximale (10 à 20°N), et elles augmentent au nord (20 à 25°N). Ces variations fortes de la convergence d'humidité et de

la précipitation sont principalement localisées dans la région de la mousson d'Asie du Sud-Est.

La figure 2.9 présente comme référence les cartes en juillet dans la simulation MIN de la convergence d'humidité et de la vitesse horizontale du vent à 850 mb. La convergence d'humidité est très élevée dans l'Himalaya (en partie pour raisons topographiques), ainsi que dans une bande allant de l'Inde à l'Asie du Sud-Est, et comprise en latitude entre 10 et 20°N. Cette bande de forte convergence d'humidité (accompagnée d'une forte précipitation) est directement associée à la circulation mousson, caractérisée sur la figure 2.9 par un très fort vent d'ouest entre 10 et 20°N.

La figure 2.10a montre que la réduction de convergence d'humidité identifiée en moyenne zonale entre 10 et 20°N est exactement localisée dans la bande de forte convergence d'humidité liée à la circulation de mousson. Cette réduction entre MIN et DRN est forte (supérieure à 4mm/j), et elle est associée à une réduction similaire de la précipitation (figure 2.10c). La figure 2.10b montre quant à elle que la circulation de mousson est notablement ralentie (d'environ 20 %) au sud de 16°N. Elle est au contraire intensifiée au nord de 16°N, en particulier au dessus de la Birmanie (autour de 23°N, 100°E), où la convergence d'humidité et la précipitation augmentent entre MIN et DRN. Sachant que, comme dans toute la bande tropicale, la précipitation est dans la zone de mousson fortement liée aux instabilités convectives, qui sont elles même liées à la convergence de masse et d'humidité, les observations ci-dessus indiquent que les changements de convergence d'humidité et de précipitation entre MIN et DRN sont causés par une modification de la circulation de mousson.

La figure 2.10d montre les variations d'évaporation entre MIN et DRN. Par endroits comme au niveau de l'Himalaya, vers 35°N, elle diminue sans être associée à des variations significatives des autres grandeurs : ceci suggère un effet direct du drainage sur l'évaporation. Au sud de 30°N, les variations d'évaporation sont bien corrélées avec d'une part les variations de précipitation (qui est la principale source d'eau pour l'évaporation), et d'autre part avec les variations de la vitesse du vent horizontal en surface (dont le module intervient comme un terme multiplicatif dans la formulation de l'évaporation). Ceci suggère que dans la région affectée par le changement de circulation, c'est cet effet indirect de la paramétrisation du drainage qui domine les variations de l'évaporation. Par ailleurs, étant donné :

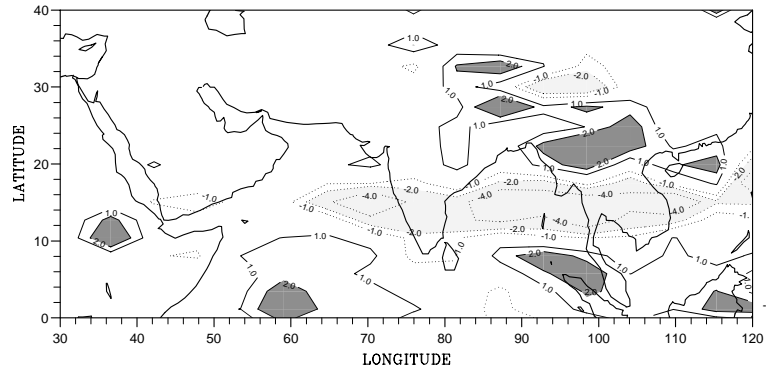
- la faiblesse dans la région des variations de l'évaporation par rapport aux variations de la convergence d'humidité et de la précipitation,
- le fait qu'une diminution d'évaporation a comme effet direct une augmentation de la convergence d'humidité,

il semble que le changement entre MIN et DRN de la mousson d'été en Asie du Sud-Est ne soit pas tant lié aux variations des flux de surface induites localement par la paramétrisation du drainage, mais plutôt à des perturbations de la circulation générale (de Hadley-Walker) dans les tropiques.

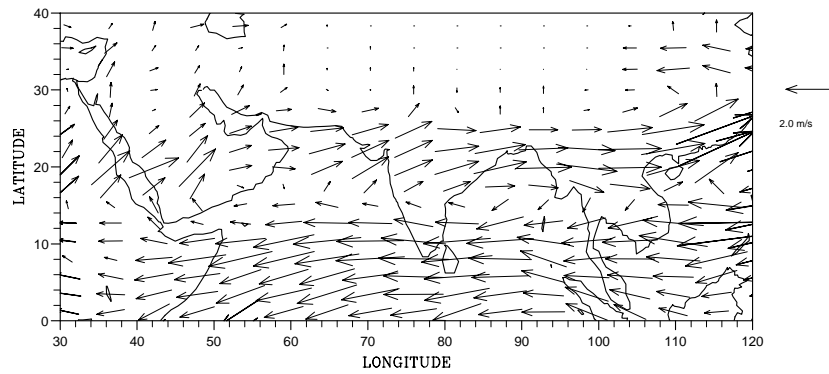
2.2.6 Conclusion

Cette étude montre que l'inclusion du drainage dans SECHIBA selon la paramétrisation décrite dans le paragraphe 2.2.2 réduit globalement l'humidité du sol, et par conséquent l'évaporation

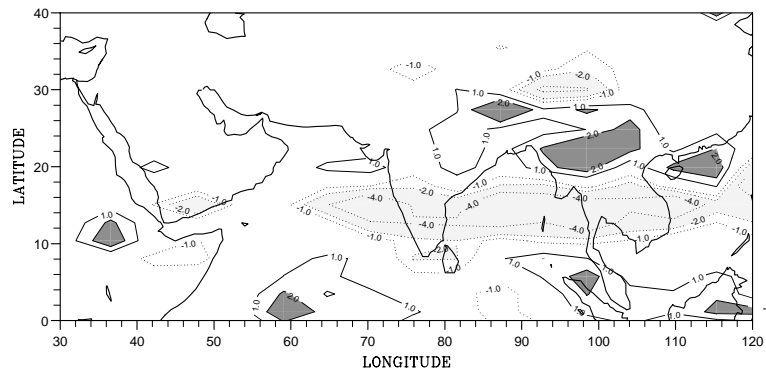
a $\Delta(P - E)$ (mm/j)



b $\Delta\vec{V}$ (m/s)



c ΔP (mm/j)



d ΔE (mm/j)

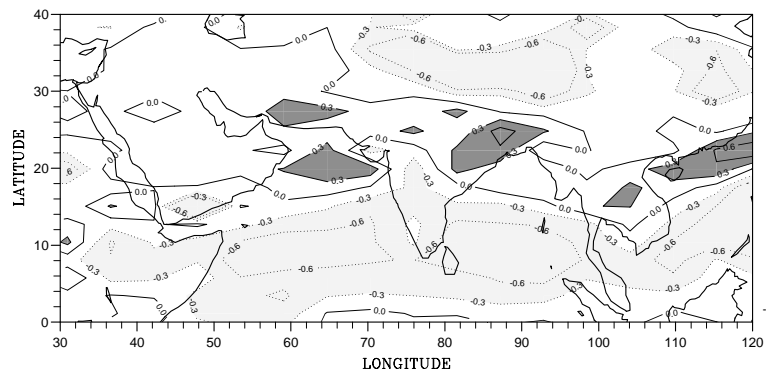


FIG. 2.10 – Juillet, différences (DRN - MIN) : **a** convergence d'humidité; isolignes à -4, -2, -1, 1, 2, 4, **b** vitesse horizontale du vent \vec{V} à 850 mb en $m.s^{-1}$, **c** précipitation en mm/j; isolignes à -4, -2, -1, 1, 2, 4, et **d** évaporation en mm/j; isolignes à -0.6, -0.3, 0, 0.3, 0.6

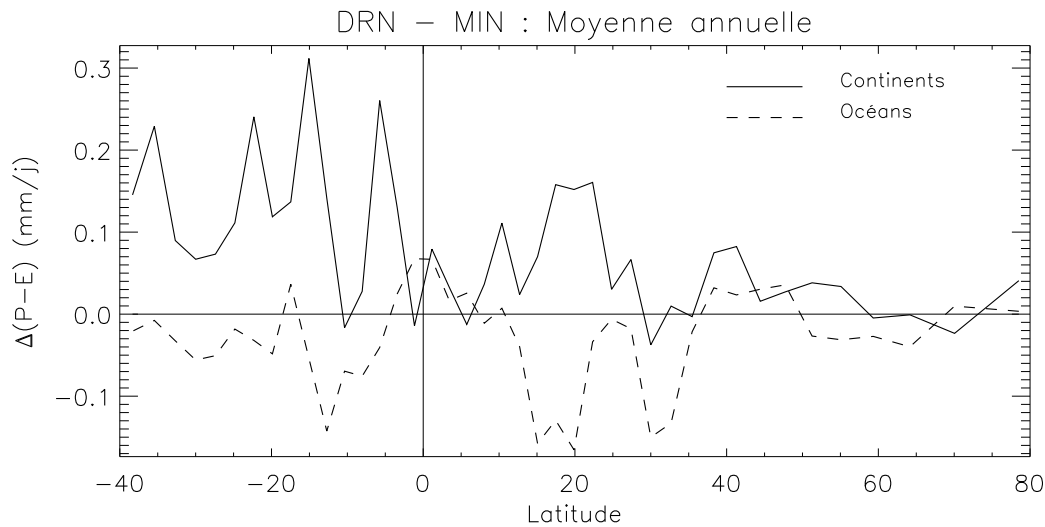


FIG. 2.11 – Moyenne zonale annuelle de la différence de convergence d'humidité entre MIN et DRN (mm/j), sur les continents et sur les océans.

continentale.

Sur les continents des extra-tropiques, ceci résulte en une diminution de la précipitation en été par le biais du recyclage. Au contraire, la convergence d'humidité, et par conséquent l'écoulement total, ont tendance à augmenter.

Sur la fraction continentale des tropiques, la paramétrisation du drainage, et la réduction d'évaporation qui lui est associée, ont des effets variables sur le cycle hydrologique. En particulier, la convergence d'humidité peut aussi bien être augmentée que diminuée, selon les saisons et les régions.

En moyenne annuelle cependant, la convergence d'humidité augmente sur les continents, principalement dans les tropiques, comme le montre la figure 2.11. Cette augmentation est équilibrée par une diminution de la convergence d'humidité sur les océans tropicaux, qui est en fait une augmentation de la divergence d'humidité qui les caractérise. L'effet majeur de la paramétrisation du drainage dans les tropiques est donc un renforcement de la circulation de Hadley-Walker, qui permet de transporter de l'humidité atmosphérique des océans vers les continents, où cette dernière est réduite à cause de la réduction d'évaporation. Ceci rejoint les résultats de Shukla et Mintz (1982) et de Milly et Dunne (1994). Parallèlement au renforcement de la circulation de Hadley-Walker, la paramétrisation du drainage occasionne un déplacement de la circulation de mousson vers le Nord. Cette meilleure pénétration plus profonde de la mousson dans le sub-continent indien est en accord avec les résultats d'expériences modifiant l'évaporation continentale (Laval et al., 1996; Milly and Dunne, 1994; Stamm et al., 1994).

2.3 Sensibilité du MCG à la capacité utile du sol

2.3.1 Présentation des capacités utiles étudiées

Comme cela a été expliqué dans le paragraphe 2.1, la capacité en eau du sol est dans SECHIBA une capacité utile. Celle-ci dépend de plusieurs facteurs, dont les principaux sont :

- la texture, qui est basée sur la granulométrie des particules de sol,
- la structure, qui désigne le mode d’assemblage des particules du sol (structure en agrégats ou structure particulaire),
- la profondeur du sol.

Dans SECHIBA, la profondeur du sol est assimilée à la profondeur racinaire, et vaut un mètre sur l’ensemble des continents. La structure d’un sol n’est pas directement mesurable car c’est une propriété qualitative du sol. Elle dépend entre autres de la minéralogie et de la nature de la fraction humique, mais il n’existe pas à ma connaissance de données globales fiables de ces facteurs. La plupart des auteurs qui ont cherché à extrapoler des valeurs de capacité utile se sont donc basés les propriétés texturales des sols. On distingue, hormis les éléments très grossiers (graviers et cailloux), trois classes granulométriques ou texturales :

- les sables désignent les particules dont le diamètre est compris entre 2 mm et 50 μm ,
- les limons, celles dont le diamètre est compris entre 50 et 2 μm ,
- les argiles, celles dont le diamètre est inférieur à 2 μm .²

La texture est définie à partir de la proportion dans le sol des trois classes granulométriques, et elle est souvent représentée sous forme d’un “triangle des textures”, dont un exemple est donné par la figure 2.12. La figure 2.13 montre quant à elle comment la texture influence la capacité utile d’un sol. La texture d’un sol dépend directement de la pédogenèse, et par conséquent de la nature des roches sous-jacentes, du climat, de la topographie et de la végétation. Tous ces facteurs présentent une forte variabilité spatiale à toutes échelles, si bien que la texture et la capacité utile sont elles aussi très variables spatialement. Il est en particulier difficile de déterminer une valeur de capacité utile représentative d’une maille de MCG, ainsi que la distribution globale d’une telle grandeur.

Dans la version originale de SECHIBA (Ducoudré et al., 1993), la capacité utile W_{max} vaut 150 mm sur l’ensemble des surfaces continentales. Cette simplification a plusieurs motifs : le modèle de surface que SECHIBA a remplacé avait lui aussi une capacité utile constante de 150 mm sur l’ensemble des continents, et faire la même hypothèse dans SECHIBA permettait de mieux isoler la réponse des paramétrisations originales de SECHIBA ; de plus, il n’existait que très peu de données globales de la capacité utile à l’époque. A ma connaissance, seules Wilson et Henderson-Sellers (1985) proposaient un jeu global de textures en vue d’une utilisation dans

²Les expressions “sables”, “limons” et “argiles” pour nommer les classes granulométriques des particules du sol ne doivent pas être confondues avec les mêmes expressions utilisées en minéralogie. Par exemple, la classe granulométrique des argiles contient souvent d’autres minéraux que les argiles minéralogiques, et la classe granulométrique des limons peut contenir des sables minéralogiques fins, ainsi que de grosses argiles minéralogiques.

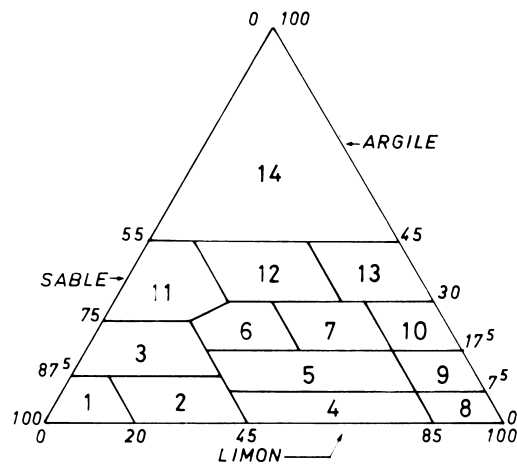


FIG. 2.12 – Triangle des textures, d'après Duchaufour (1991) : 1. Sable, 2. Sable limoneux, 3. Sable argileux, 4. Limon léger sableux, 5. Limon moyen sableux, 6. Limon sablo-argileux, 7. Limon argilo-sableux, 8. Limon léger, 9. Limon moyen, 10. Limon argileux, 11. Argile sableuse, 12. Argile, 13. Argile limoneuse, 14. Argile lourde.

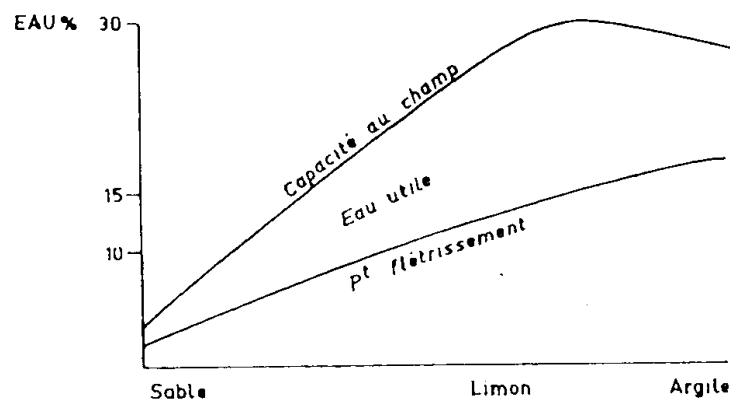


FIG. 2.13 – Variations de la capacité utile (désignée par eau utile) en fonction de la texture du sol. Les quantités d'eau sont exprimées en pourcentage du poids total du sol. D'après Duchaufour (1991).

les MCG, à partir duquel il aurait été possible de déterminer un jeu réaliste de capacités utiles sur les continents. La valeur de 150 mm retenue à l'origine dans SECHIBA pour la capacité utile d'un sol de 1 m est très largement utilisée dans les MCG. Elle est très proche de la valeur moyenne des capacités utiles de 146 kg.m^{-2} proposée par Mintz et Serafini (1992), et fut utilisée dès le premier modèle d'hydrologie des surfaces continentales (Manabe, 1969). Une discussion plus complète de la pertinence de cette valeur peut être trouvée dans Mintz et Serafini (1992).

Par la suite, la capacité en eau du sol fut localement réduite à 30 mm dans les zones désertiques, afin de limiter les précipitations convectives dans les zones désertiques (Polcher, communication personnelle). Ceci constitue une première preuve de la sensibilité du cycle hydrologique simulé à la capacité en eau du sol.

Patterson (1990) propose deux jeux globaux de capacité en eau du sol :

- une “Total-Available Water Holding Capacity” (ou AWHC), qui correspond à une capacité utile, en mm pour un mètre de sol,
- une “Total Water Holding Capacity” (ou TWHC), qui correspond à une capacité au champ, en mm pour un mètre de sol.

Ces jeux de données sont compilés à partir de la carte des sols de la FAO/UNESCO (1971-1981) : un profil de sol caractéristique est associé à chaque type de sol de la classification FAO/UNESCO (1971-1981) ; chaque profil est caractérisé par l'épaisseur et la texture des différents horizons ; les capacités en eau résultantes sont intégrées sur la hauteur du profil, ce qui donne une valeur de AWHC et TWHC pour chacun des types de sol, et ces valeurs sont compilées sur le globe, à la résolution $0.5^0 \times 0.5^0$, à partir de la carte des sols de la FAO/UNESCO.

Dans le cadre d'une étude de la sensibilité de SECHIBA à la capacité en eau du sol, le réalisme imposerait de remplacer les valeurs originales de capacité du sol de SECHIBA par les valeurs de AWHC, puisque la capacité du sol est une capacité utile dans SECHIBA. Cependant, la moyenne des AWHC sur les continents est 123 mm, ce qui est très proche de la valeur de 129 mm obtenue en moyennant sur les continents les capacités de 150 et 30 mm de SECHIBA. La moyenne des TWHC valant 287 mm, c'est ce jeu de capacités qui a été choisi pour remplacer les valeurs originales : les variations de capacité sont ainsi plus fortes, et elles sont positives, ce qui doit induire des variations positives d'évaporation, dont il sera intéressant de comparer les effets à ceux des variations négatives d'évaporation induites par la paramétrisation du drainage. Le choix des données de TWHC s'explique enfin par le fait que la capacité volumique de stockage de l'eau dans le sol dépend de la profondeur du sol, qui est dans le MCG du LMD assimilée à la profondeur racinaire. Les rares mesures de cette grandeur indiquent qu'elle est largement supérieure à 1 mètre dans les écosystèmes forestiers.

2.3.2 Description des expériences numériques

Deux simulations sont effectuées avec le cycle 5.2 du MCG du LMD, qui est présenté dans l'appendice A. Dans ces deux simulations, les processus de surface sont décrits par le modèle SECHIBA (section 1.3.3), avec un ruissellement de type “tout ou rien”, et la paramétrisation du drainage présentée en section 2.2.2. La profondeur du sol vaut 1 mètre dans les deux simulations. Elles couvrent dix ans, les températures de surface de la mer étant prescrites selon les

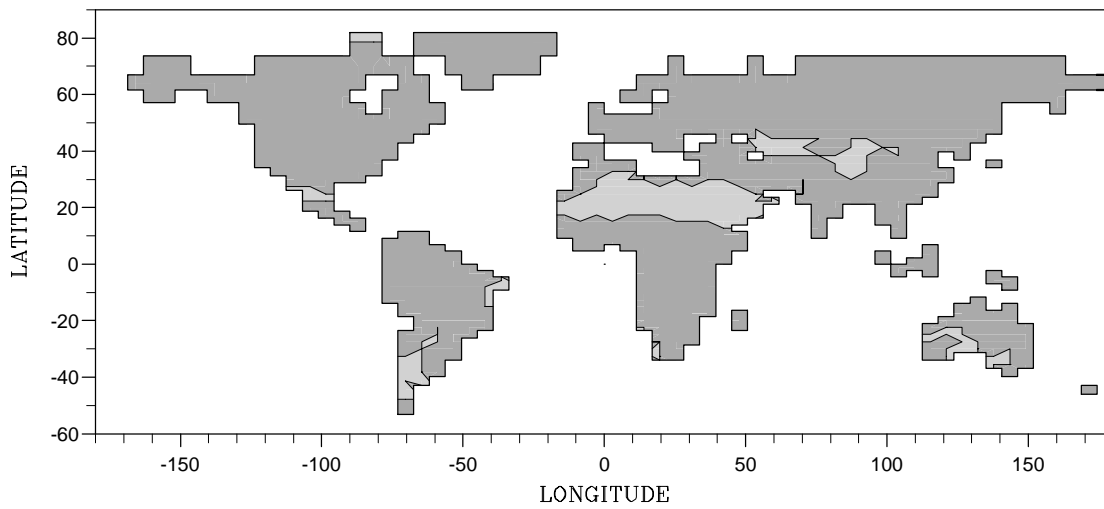
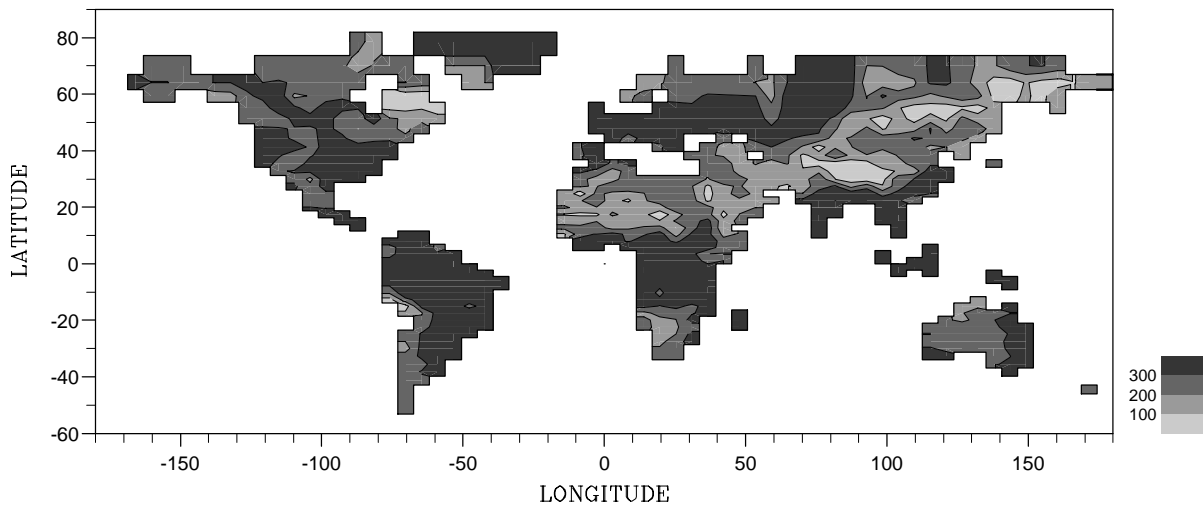
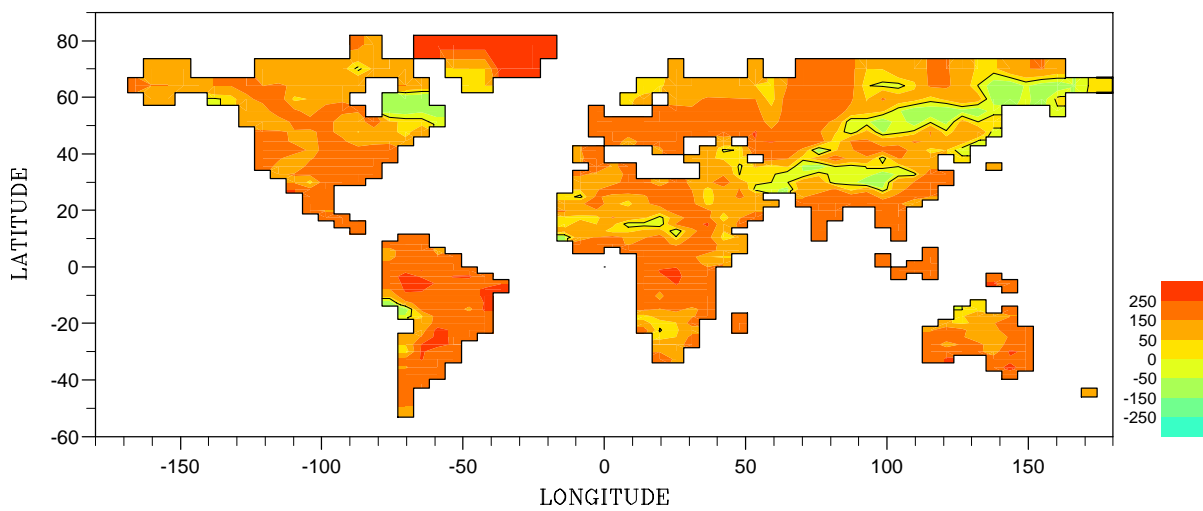
a W_{max} dans DRN5**b** W_{max} dans TWHC**c** ΔW_{max} 

FIG. 2.14 – Capacités en eau du sol (mm) : **a** dans DRN5 (le gris clair indique des capacités de 30mm et le gris foncé des capacités de 150 mm), **b** dans TWHC, et **c** (TWHC-DRN5), isolignes à -150, -50, 0, 50, 150.

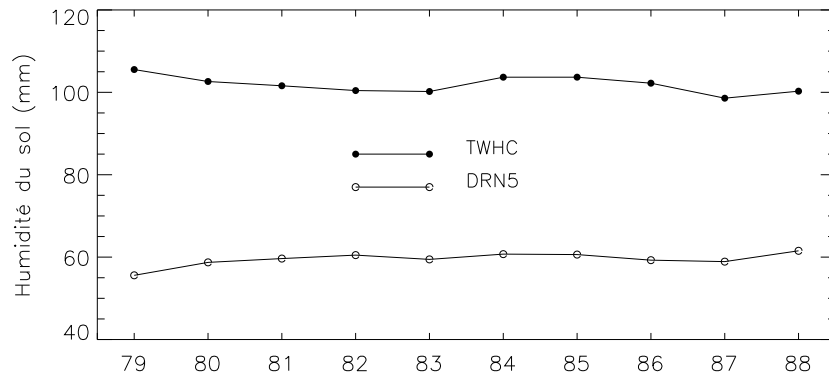


FIG. 2.15 – Moyennes annuelles sur l'ensemble des continents des humidités du sol simulées dans DRN5 et TWHC.

observations de Reynolds (1988) pendant la période 1979-1988. La seule différence entre les deux simulations concerne la capacité en eau du sol :

- dans la simulation DRN5, toutes les mailles continentales ont la même capacité utile de 150 mm, sauf dans les déserts où elle vaut 30 mm (figure 2.14a). La simulation DRN5 est très semblable à la simulation DRN étudiée dans la section précédente, puisque leur seule différence résulte du changement de cycle du MCG du LMD (cycle 6 pour DRN et cycle 5.2 pour DRN5). Ce changement s'explique par l'évolution de la version de référence du MCG du LMD au cours de cette thèse.
- dans la simulation TWHC, la valeur de la capacité en eau du sol est déterminée en chaque maille continentale par une interpolation, à la résolution 64x50 du MCG, des données de TWHC à la résolution $0.5^0 \times 0.5^0$. La figure 2.14b montre les valeurs ainsi obtenues, et la figure 2.14c présente les différences de capacité en eau du sol entre les simulations TWHC et DRN5 : ces différences sont presque partout positives, et leur moyenne vaut 110 mm.

Afin d'accélérer la mise à l'équilibre de la simulation TWHC, son état initial a été modifié par rapport à celui de DRN5 : les humidités des deux couches du sol ont été, en chaque maille continentale, multipliées par

$$\frac{twhc(ij)}{drn5(ij)}$$

où ij désigne la maille, et où $twhc(ij)$ et $drn5(ij)$ désignent les capacités du sol dans les simulations TWHC et DRN5 respectivement. Il suffit ainsi d'un an à la simulation TWHC pour atteindre son état d'équilibre, comme le montre la figure 2.15.

Nous présenterons dans cette étude des moyennes annuelles établies sur les neuf dernières années simulées. Les moyennes mensuelles présentées sont cependant établies sur dix ans. En effet, il avait été choisi au début de cette thèse de préparer les moyennes mensuelles par tranche de cinq ans, et les fichiers journaliers ont été perdus. Au vu de la figure 2.15, qui indique que la première année de chaque simulation est assez proche des neuf suivantes, il n'a pas semblé nécessaire de refaire les simulations. Sachant qu'une moyenne est d'autant plus significative

TAB. 2.3 – Résumé des différences entre DRN5 et TWHC : moyennes annuelles sur les continents. Une différence statistiquement significative au risque $\alpha=0.05$ est indiquée par *.

	DRN5	TWHC	TWHC-DRN5
Capacité en eau du sol (mm)	129	287	157.4
Humidité du sol (mm)	59.7	101.6	41.9*
Evaporation (mm/an)	472	660	188*
Ruissellement (mm/an)	490	414	-76*
Drainage (mm/an)	116	88	-28*
Écoulement total (mm/an)	606	502	-104*
Précipitation (mm/an)	1082	1166	84*
Convergence d'humidité (mm/an)	610	506	-104*
Température de surface (C)	17.5	15.7	-1.8*
Flux de chaleur sensible ($W.m^{-2}$)	47.9	36.9	-11*
Pression au niveau de la mer (hPa - 1000)	12.7	13.5	0.8*

statistiquement qu'elle couvre une longue période, les moyennes mensuelles sur dix ans ont été préférées aux moyennes sur les cinq dernières années.

2.3.3 Résultats

2.3.3.1 Étude des bilans annuels sur les continents

Le tableau 2.3 montre que, suite à l'augmentation de capacité en eau du sol, l'humidité moyenne du sol augmente fortement et de manière significative entre les simulations DRN5 et TWHC. Plus d'eau est ainsi disponible dans le sol pour l'évaporation, si bien que cette dernière augmente massivement. En revanche, le ruissellement et le drainage diminuent. La diminution du ruissellement est directement liée à l'augmentation de la capacité du sol, qui rend la saturation plus difficile. Le ruissellement, qui est de type "tout ou rien", se produit donc plus rarement. La diminution du drainage s'explique quant à elle par le fait que l'humidité relative du sol, dont dépend directement le drainage (section 2.2.2), diminue.

Dans l'atmosphère au-dessus des continents, l'augmentation d'évaporation est partagée de manière presque égale entre une augmentation des précipitations et une diminution de convergence d'humidité, qui équilibre la diminution de l'écoulement total (ruissellement + drainage). Ce résultat est analogue à celui de Milly et Dunne (1994) qui comparent deux simulations où la capacité du sol vaut uniformément 40 mm et 600 mm respectivement.

Le bilan énergétique est également modifié entre DRN5 et TWHC. L'augmentation de l'évaporation se traduit en effet par une perte accrue d'énergie de la part de la surface, sous forme d'énergie latente. En conséquence, la surface refroidit significativement, et le flux de chaleur sensible diminue significativement. Enfin, la pression au niveau de la mer augmente

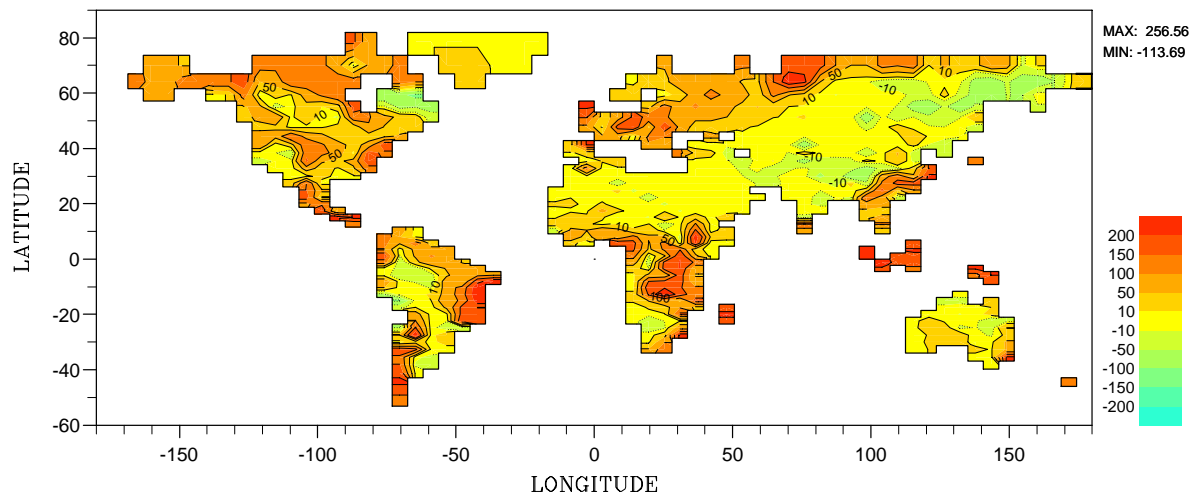
ΔW (mm)

FIG. 2.16 – Moyennes annuelles des différences (TWHC-DRN5) d'humidité du sol (mm) ; isoignes à -150, -50, 50, 150.

sur les continents, ce qui est lié à la diminution de température.

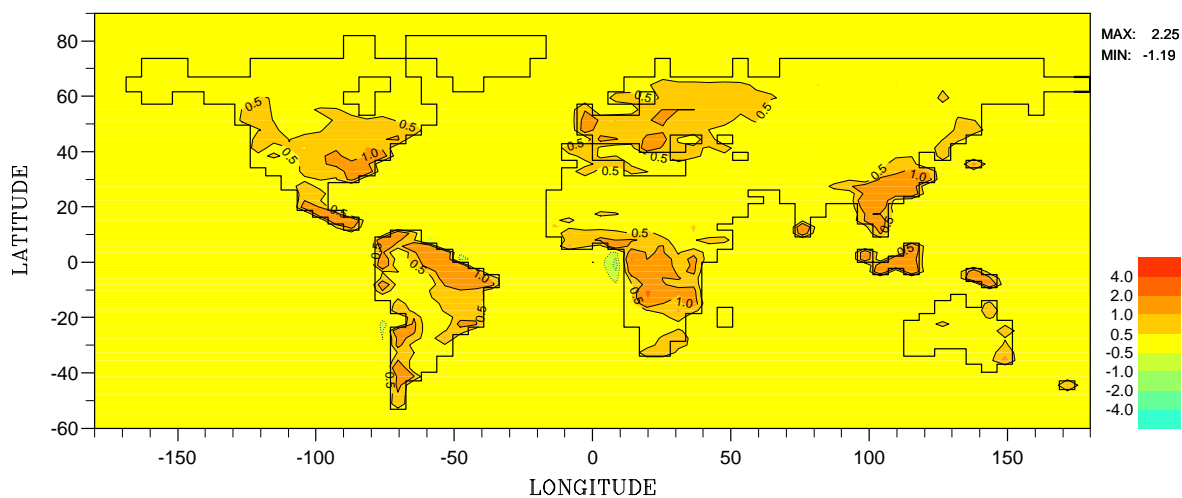
2.3.3.2 Distribution géographique des différences entre les deux simulations

La figure 2.16 présente les différences d'humidité du sol entre DRN5 et TWHC. Conformément à l'étude précédente, ces différences sont majoritairement positives. La comparaison de cette figure avec la figure 2.14 montre que les différences positives d'humidité du sol ont toutes lieu là où la différence de capacité en eau est positive entre DRN5 et TWHC. Ces deux cartes ne sont cependant pas parfaitement corrélées. Dans le bassin amazonien par exemple, des différences négatives d'humidité du sol apparaissent alors que les différences de capacité en eau sont là fortement positives. Au contraire, certaines des plus fortes augmentations d'humidité du sol ne sont pas associées spatialement aux augmentations maximales de la capacité en eau. Ceci montre que la capacité en eau n'est qu'un facteur parmi d'autres pour déterminer l'humidité du sol. En fait, la capacité en eau détermine une potentialité pour l'humidité du sol, mais c'est la convergence d'humidité, c'est-à-dire l'apport d'eau à la surface, qui en détermine la valeur effective.

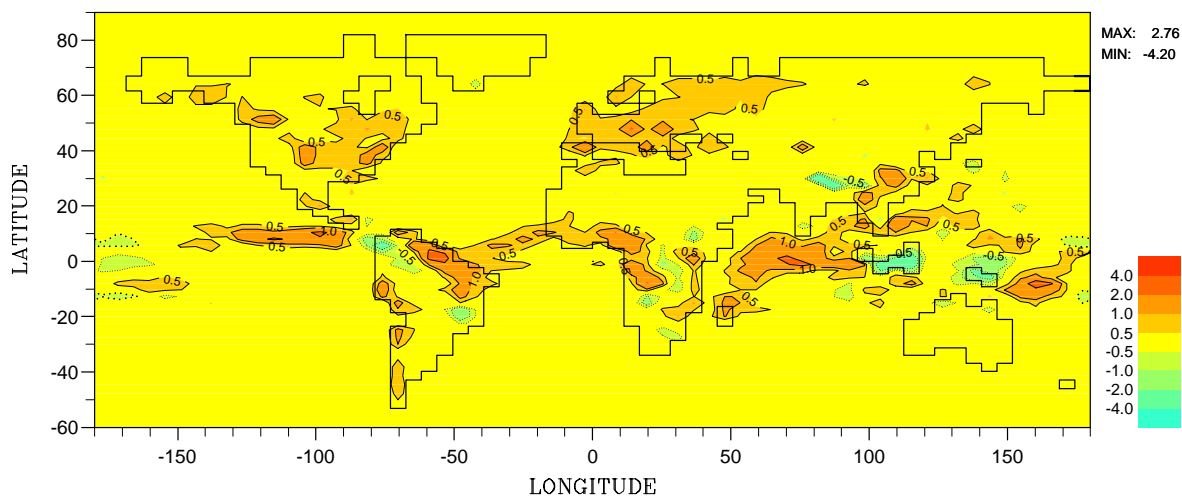
Finalement, les différences d'humidité moyenne traduisent les différences entre les deux états d'équilibre du cycle hydrologique, dans DRN5 et TWHC. Ces différences sont illustrées par la figure 2.17, qui montre les moyennes annuelles des différences d'évaporation, de précipitation et de convergence d'humidité entre les deux simulations. L'évaporation augmente dans toutes les zones où l'humidité du sol augmente³, à l'exception des hautes latitudes, où le principal facteur limitant de l'évaporation n'est pas l'humidité du sol, mais le rayonnement net. Ces changements d'évaporation sont associés aux changements de la branche atmosphérique du cycle hydrologique,

³La figure 2.17a ne montre pas de différences négatives d'évaporation dans les zones où les différences d'humidité du sol le sont. Ceci s'explique par le fait que les différences négatives d'humidité du sol sont faibles et ne peuvent induire que de faibles différences d'évaporation, qui ne sont pas apparentes avec les isocontours utilisés dans la figure 2.17a.

a ΔE (mm/j)



b ΔP (mm/j)



c $\Delta(P - E)$ (mm/j)

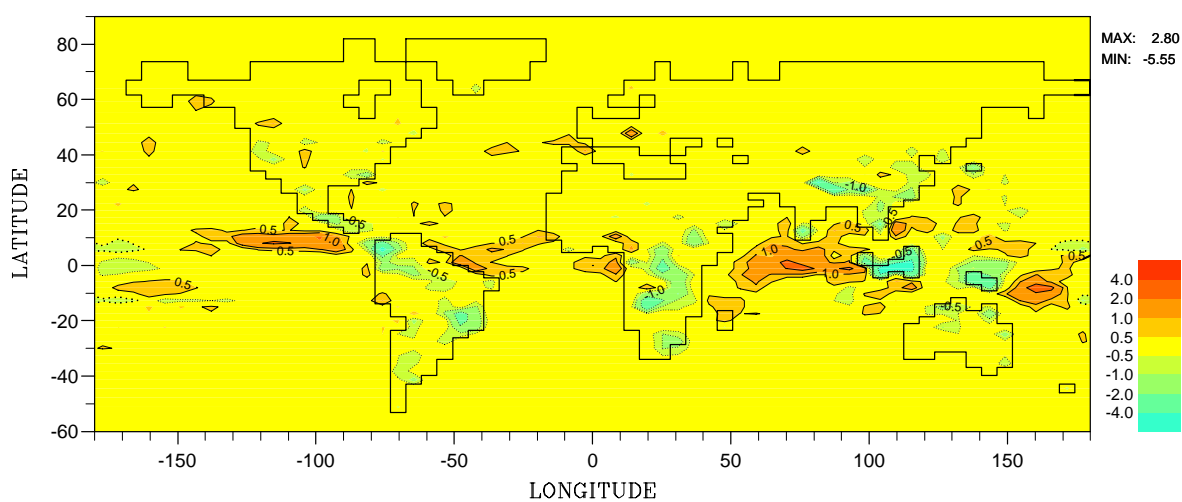


FIG. 2.17 – Différences (TWHC-DRN5) : moyennes annuelles **a** de l'évaporation, **b** des précipitations et **c** de la convergence d'humidité (mm/j). Isolignes à -4, -2, -1, 1, 2, 4.

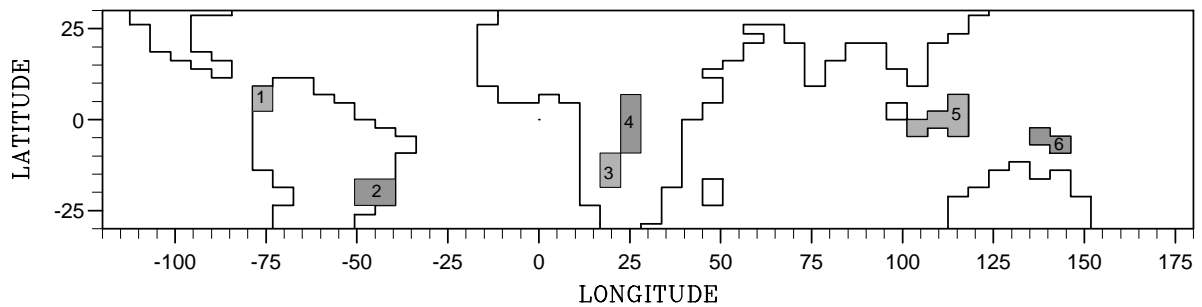


FIG. 2.18 – Localisation des six régions de la ZCIT comparées dans le tableau 2.4.

c'est-à-dire aux changements de précipitation et de convergence d'humidité.

Dans les ceintures pluvieuses des extra-tropiques (Europe et Etats-Unis), l'augmentation d'évaporation est associée à une augmentation de la précipitation alors que la convergence d'humidité ne change pas. Ceci indique que l'augmentation de convergence est localement alimentée par l'augmentation d'évaporation, ce qui traduit le recyclage local de l'évaporation en précipitation (paragraphe 2.2.5.2). Il est cependant intéressant de noter que dans ces régions, les augmentations maximales des pluies ne sont pas liées à des maxima de l'augmentation de l'évaporation, mais sont localisées sur les reliefs (Rocheuses et Appalaches en Amérique du Nord, Alpes et Carpates en Europe). Ces reliefs sont l'emplacement des pluies maximales dans les extra-tropiques, car ils entraînent des ascendances favorables à la condensation. La localisation des augmentations maximales de précipitation sur ces reliefs suggère que l'augmentation de vapeur d'eau dans l'air se traduit par une augmentation de précipitation d'autant plus grande que les conditions locales sont favorables à la condensation.

Dans les tropiques, la convergence d'humidité diminue sur les continents et augmente sur les océans, entre DRN5 et TWHC. Les changements de précipitation, plus complexes, sont globalement positifs sur les océans et sur la majorité des continents. Sur les océans, les augmentations de précipitation sont corrélées aux augmentations de convergence d'humidité, qui sont localisées sur la ZCIT (figure 2.17). Sur les continents, la précipitation augmente dans les régions côtières (côte nord-est du Brésil, côte du Golfe de Guinée), et diminue dans la ZCIT, où la convergence d'humidité diminue également. La diminution de précipitation est très faible et sans doute peu significative au niveau de la cellule convective africaine, mais est plus importante au niveau des cellules plus actives, comme par exemple en Indonésie.

Une étude statistique est réalisée dans les régions situées au centre des cellules convectives continentales, qui sont présentées sur la figure 2.18. En chacune de ces régions, et pour plusieurs variables critiques pour la convection tropicale, des tests de Student sont effectués pour comparer les moyennes des deux échantillons constitués par :

1. les neuf moyennes annuelles sur la région dans la simulation DRN5.
2. les neuf moyennes annuelles sur la région dans la simulation TWHC.

Les résultats de ces tests sont présentés dans le tableau 2.4. Ce tableau montre d'abord que dans les six régions, les augmentations d'évaporation, ainsi que les diminutions de convergence d'humidité et de flux de chaleur sensible sont significatives. Les diminutions de précipitation

TAB. 2.4 – Résumé des différences de climat entre DRN5 et TWHC dans les six régions tropicales localisées sur la figure 2.18. Une différence soulignée indique une différence non significative au risque $\alpha=0.05$.

Région	DRN5		TWHC-DRN5			
	P	P-E	ΔP	$\Delta P-E$	ΔE	ΔH
Indonésie (5)	15.8	13.1	-2.3	-4.0	1.6	-27.1
Colombie (1)	21.4	19.3	-2.0	-3.3	1.4	-27.1
Nouvelle Guinée (6)	23.5	21.5	-1.9	-3.4	1.6	-30.8
Brésil (2)	10.1	7.5	-0.9	-1.9	0.9	-16.1
Afrique (4)	6.4	4.8	-0.5	-2.0	1.6	-26.5
Afrique (3)	6.0	2.8	<u>-0.2</u>	-1.5	1.3	-22

sont significatives également, sauf dans la région africaine 3. Il existe une bonne corrélation entre les variations de convergence d'humidité et de précipitation, ce qui est lié au fonctionnement des cellules de Hadley-Walker. Polcher (1995) a montré que la convergence d'humidité et la précipitation tropicales étaient sensibles au flux de chaleur sensible qui a une influence importante sur le nombre d'événements fortement convectifs. Le tableau 2.4 montre que la convergence d'humidité et le flux de chaleur sensible diminuent dans chacune des six régions étudiées. Cependant, il ne met pas en évidence de corrélation entre l'amplitude des diminutions de ces deux grandeurs. C'est en fait avec les moyennes annuelles de la convergence d'humidité que les différences de flux de chaleur sensible sont le mieux corrélées. Les six régions étudiées sont localisées dans la ZCIT, où la convergence d'humidité moyenne est fortement corrélée au nombre d'événements fortement convectifs. Une diminution donnée du flux de chaleur sensible a donc un impact plus fort sur la convection et la convergence d'humidité des régions les plus convectives (Indonésie, Colombie, Nouvelle Guinée).

Les zones côtières des continents, où la précipitation augmente entre DRN5 et TWHC, sont moins convectives que les six précédentes. La fréquence des événements fortement convectifs y est donc plus faible, si bien que les variations du flux de chaleur sensible ont une influence faible sur les précipitations. Ceci permet un effet direct de l'augmentation de la vapeur d'eau atmosphérique sur les précipitations. Le fait que les augmentations de précipitation soient confinées aux régions côtières appelle cependant une analyse plus fine. Dans les régions divergentes associées aux ceintures subsidentes (déserts tropicaux), la précipitation n'augmente pas, à cause de la subsidence, qui inhibe les ascendances convectives, et qui est renforcée par l'augmentation de la pression sur les continents. En Amérique du Sud cependant, il existe une région non subsidente où la précipitation n'augmente pas entre DRN5 et TWHC. Cette région (la région Sud sur la carte 2.19), qui montre une diminution de convergence d'humidité en moyenne annuelle (figure 2.17c), n'est pourtant pas associée à une forte convergence d'humidité en moyenne annuelle. Afin de comprendre ces changements du cycle hydrologique, les cycles annuels moyens

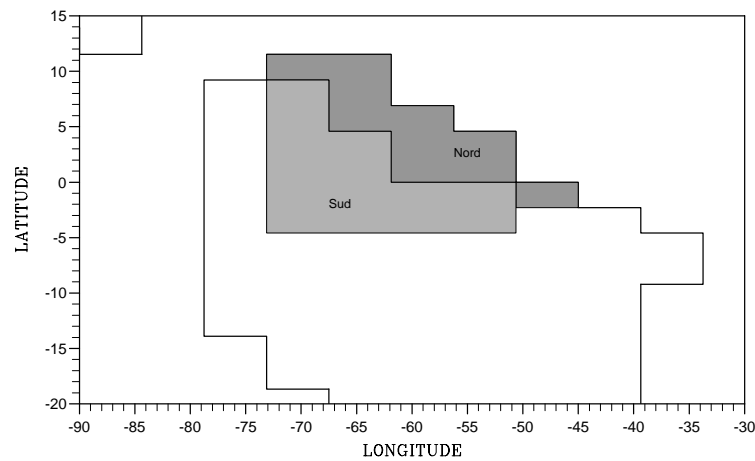
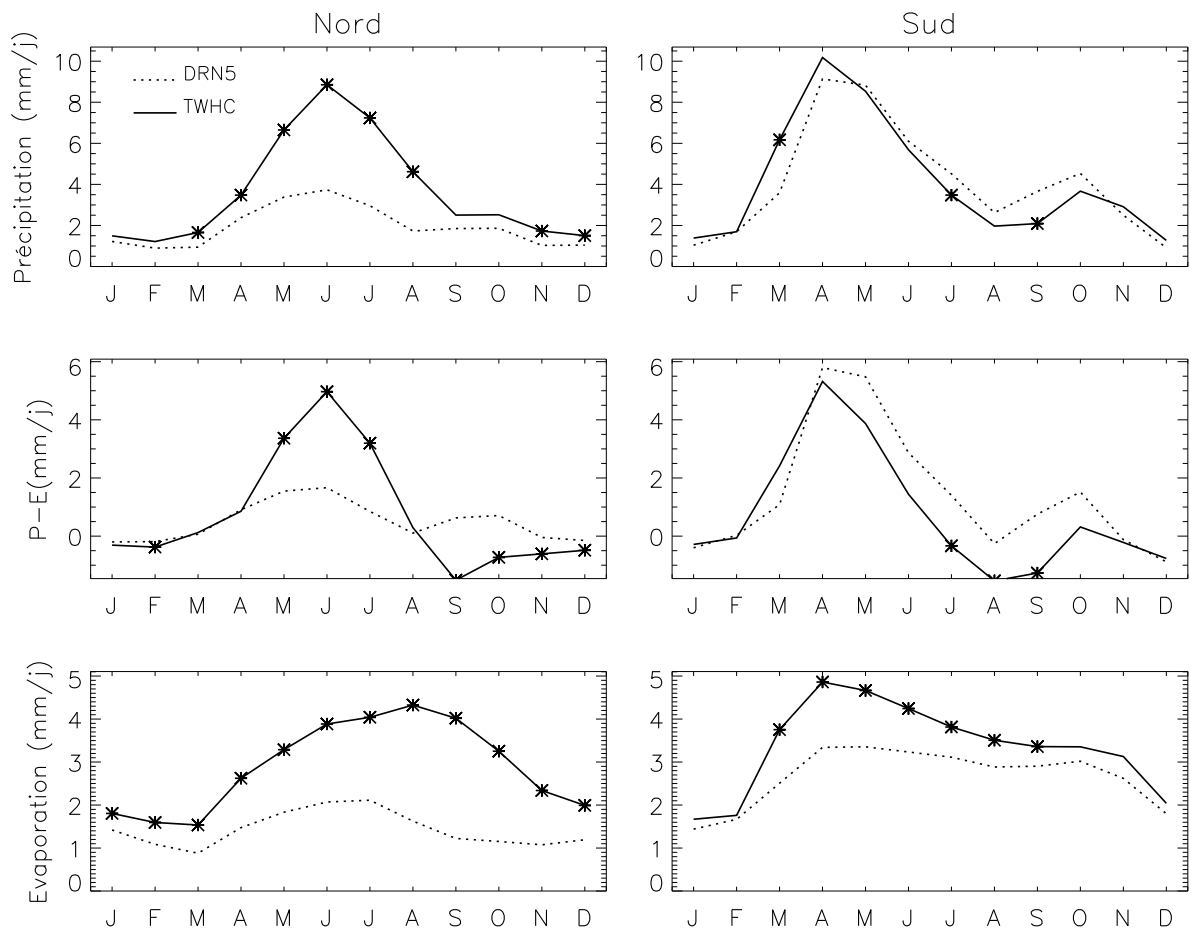


FIG. 2.19 – Localisation des régions Nord et Sud, en Amérique du Sud.

FIG. 2.20 – Régions Nord et Sud : cycles annuels moyens, dans DRN5 et TWHC, des précipitations, de la convergence d'humidité P-E et de l'évaporation (mm/j). Un astérisque indique que les moyennes mensuelles de DRN5 et TWHC sont significativement différentes au risque $\alpha = 0.05$.

dans cette régions sont comparés aux cycles annuels moyens dans la région Nord localisée sur la carte 2.19. Cette région côtière voit elle, en moyenne annuelle (figure 2.17) une augmentation des précipitations alors que la convergence d'humidité n'y change pas. Deux périodes sont à distinguer :

- en juin, la précipitation augmente beaucoup dans le région Nord côtière, alors qu'elle ne change pas sensiblement dans la région Sud intra-continentale. L'augmentation de précipitation dans la région Nord étant associée à une augmentation de la convergence d'humidité, cela suggère que ces deux augmentations sont liées à la circulation.
- en septembre, la convergence d'humidité diminue dans les deux régions. Cette diminution est directement liée à l'augmentation de l'évaporation dans la région Nord. Dans la région Sud au contraire, la diminution de convergence d'humidité a une amplitude bien supérieure à l'augmentation d'évaporation, et elle est associée à une diminution des précipitations, ce qui suggère que la diminution de convergence d'humidité est principalement liée à un changement de circulation.

La région Nord côtière, comme les autres régions côtières où la précipitation augmente, subit l'influence de la ZCIT océanique, où la convergence d'humidité et la précipitation augmentent (figure 2.17b et c). L'effet des cellules convectives océaniques sur la région Sud intra-continentale est en revanche négligeable : tout au plus peut-elle expliquer la légère augmentation de précipitation en mars. La forte diminution de convergence d'humidité en juillet-août-septembre, dont l'amplitude est beaucoup plus forte que l'augmentation d'évaporation, montre que la région Sud est, dans TWHC, associée pendant cette période à une circulation divergente.

2.3.4 Résumé

L'augmentation de capacité en eau du sol réalisée dans cette expérience entraîne une augmentation de l'évaporation continentale dans les régions où l'humidité du sol est le facteur limitant de l'évaporation. Cette augmentation de l'évaporation entraîne un refroidissement significatif des surfaces continentales des basses couches de l'atmosphère. Elle entraîne également des changements notables de la branche atmosphérique du cycle hydrologique, qui sont résumés sur la figure 2.21. L'augmentation d'évaporation sur les continents y diminue la convergence d'humidité, et entraîne par conséquent une diminution de la divergence d'humidité sur les océans. Les changements de précipitation sur les continents et les océans résultent des changements de convergence d'humidité et d'évaporation, mais ils dépendent fortement des processus physiques qui conduisent à la condensation, comme le suggéraient déjà Shukla et Mintz (1982) :

- dans les extra-tropiques, sur les continents, la précipitation augmente principalement en été, quand l'évaporation augmente. Cette augmentation de précipitation est liée à l'existence de processus de condensation à petite échelle, comme la convection thermique associée au phénomène de recyclage, ou à échelle régionale comme les ascendances orographiques ;
- la précipitation augmente aussi sur les océans des extra-tropiques. Cette augmentation est localisée au centre des systèmes dépressionnaires, où elle est associée à une augmentation de la convergence et à une diminution de la pression entre DRN5 et TWHC. Il est probable que

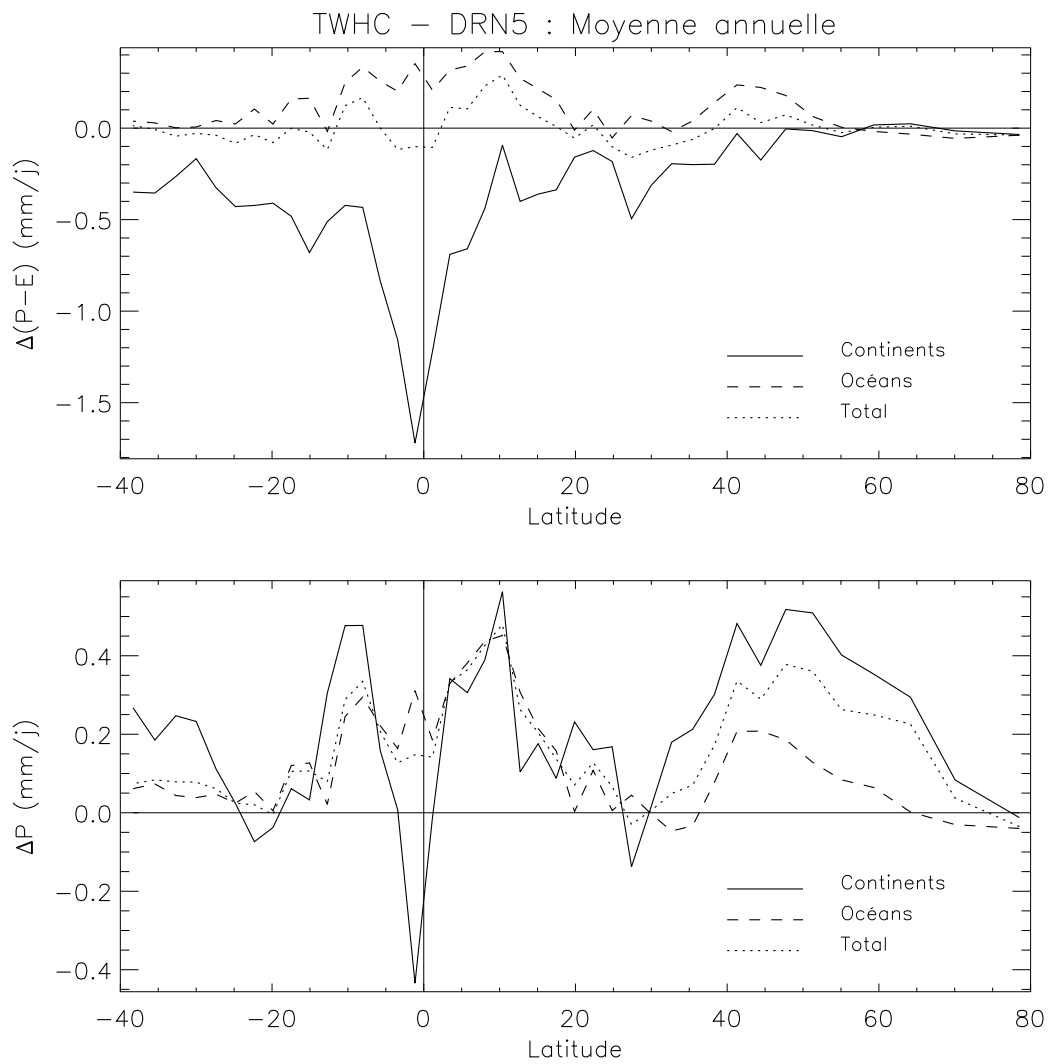


FIG. 2.21 – Moyennes zonales annuelles des différences de convergence d'humidité et de précipitation (mm/j), entre DRN5 et TWHC, sur les continents, les océans et l'ensemble du globe.

cette diminution de pression est à l'origine de l'augmentation de la pluie, ce qui indiquerait une nouvelle fois que l'augmentation de la vapeur d'eau dans l'air n'est qu'une condition nécessaire mais pas suffisante pour l'augmentation de la précipitation ;

- au niveau de la ZCIT, les précipitations diminuent sur les continents, à cause de la baisse d'intensité des cellules de Hadley-Walker, elle-même due à la diminution du flux de chaleur sensible. Sur les océans, la diminution de la divergence d'humidité se traduit par une augmentation de la convergence sur la ZCIT océanique, qui entraîne l'augmentation de la précipitation ;
- au niveau des zones subsidentes des tropiques (autour de 20 à 30⁰ de latitude), où la subsidence inhibe très fortement les précipitations, les changements de convergence d'humidité ne sont pas transmis à la précipitation, ni sur les océans, ni sur les continents ;
- enfin, dans les zones tropicales continentales comprises entre les zones subsidentes et la ZCIT, les précipitations augmentent, mais seulement dans les régions côtières qui subissent l'effet de la ZCIT océanique.

Chapitre 3

Sensibilité du MCG à la variabilité sous-maille du ruissellement

3.1 Introduction

Le problème posé dans ce chapitre est celui de l'échelle spatiale caractéristique des processus hydrologiques, et de son rapport avec l'échelle des processus qui peuvent être simulés dans un MCG. Dans le MCG du LMD, les variables hydrologiques sont homogènes sur l'ensemble d'une maille, dont la surface moyenne est $400 \times 400 \text{ km}^2$ à la résolution 64×50 utilisée pour cette thèse. Dans la réalité, la pluie est variable à une échelle beaucoup plus fine. Dans les tropiques, les systèmes convectifs induisent des pluies très intenses et très localisées (quelques km^2 à quelques dizaines de km^2). Dans les ceintures humides des extra-tropiques, les précipitations sont dominées par les processus de condensation à grande échelle, liés aux systèmes dépressionnaires, mais là encore, la pluie n'est pas homogène à grande échelle car elle est associée spatialement au passage des fronts dépressionnaires. L'échelle spatiale caractéristique de l'hydrologie du sol dépend de l'échelle de variation des propriétés du sol, du couvert végétal, des précipitations, et de la topographie, qui influence le ruissellement et le drainage, ainsi que les précipitations. Tous ces facteurs présentent une très forte variabilité spatiale, qui ne peut être résolue même aux plus fortes résolutions actuelles des MCG.

Cette sous-estimation générale dans les MCG de la variabilité spatiale des processus hydrologiques a des répercussions sur les quantités simulées. Prenons l'exemple du ruissellement, dont il est habituel de distinguer deux types en hydrologie (Todini, 1995).

Le ruissellement dit "de Dunne" a lieu quand le sol est saturé, ce qui arrive souvent au creux des vallées, du fait de la proximité des nappes aquifères associées aux rivières. Dans un bassin versant, ou dans une maille de MCG, on peut considérer que les zones saturées et insaturées sont distribuées de manière aléatoire. Certaines zones sont presque toujours saturées, comme aux abords des cours d'eau ou dans les tourbières, alors que d'autres zones le sont rarement, par exemple sur les fortes pentes. A cette variabilité liée à la morphologie du réseau hydrographique, s'ajoute la très forte variabilité spatiale des capacités au champ, si bien qu'à l'échelle d'une maille de MCG, la quantité d'eau qui peut s'infiltrer dans le sol est fortement variable dans l'espace. Lorsqu'il pleut, les zones où cette quantité est faible vont produire du ruissellement très rapidement, alors qu'ailleurs, l'eau pourra s'infiltrer davantage, et seule une forte pluie sera

capable de produire du ruissellement.

Le ruissellement dit “de Horton” a lieu quand l’intensité locale des pluies excède la perméabilité, ou conductivité hydraulique, du sol. Sur un sol homogène, du ruissellement peut se produire selon le processus de Horton si la pluie est concentrée localement. Si la même quantité de pluie est répartie sur une large surface, et que l’intensité locale résultante est inférieure à la conductivité hydraulique du sol, il n’y aura pas de ruissellement.

La solution communément adoptée par les modélisateurs est de prendre en compte implicitement la variabilité spatiale des processus hydrologiques au moyen de distributions statistiques d’un ou plusieurs facteurs importants, et de déterminer à partir de ces distributions les quantités écoulées sur l’ensemble de la maille. Le précurseur de ce type de paramétrisation est Warrilow (1986) qui formula un ruissellement de Horton à partir d’une distribution exponentielle de la précipitation au sein d’une maille de MCG. Entekhabi et Eagleson (1989), en combinant une distribution gamma de la perméabilité du sol à la distribution exponentielle de la pluie, définissent une paramétrisation du ruissellement sous ses deux formes de Horton et de Dunne, qui a été incluse dans le MCG du Goddard Institute for Space Studies (GISS) par Johnson et al. (1993).

Une paramétrisation du ruissellement de Dunne fut initialement développée dans des bassins versants particuliers, comme le bassin du Xinang-Jiang en Chine (Zhao, 1977) ou de l’Arno en Italie (Todini, 1988), avant d’être utilisée dans des MCG (Dümenil and Todini, 1992; Stamm et al., 1994). Cette paramétrisation est basée sur une distribution puissance de la capacité en eau du sol. Le ruissellement “tout ou rien” de SECHIBA étant assimilable à un ruissellement de Dunne, c’est cette paramétrisation que nous allons introduire dans le MCG du LMD pour prendre en compte l’hétérogénéité de la capacité utile au sein des mailles.

3.2 La paramétrisation du ruissellement distribué

Le principe de cette paramétrisation consiste à subdiviser le réservoir constitué par la maille entière en réservoirs élémentaires, dont la capacité utile est variable au sein de la maille. La capacité utile de chaque réservoir élémentaire (exprimée en masse) est définie comme le produit de :

- sa capacité utile surfacique c , exprimée en kg.m^{-2} . Cette quantité est équivalente à une hauteur d’eau exprimée en mm ;
- la surface de l’élément $da(c)$, en m^2 .

La probabilité d’échantillonner la capacité utile c dans la maille est donc donnée par $da(c)/A$, où A est la surface totale de la maille. La loi de probabilité de la variable aléatoire c est donc donnée par la fonction f telle que

$$\begin{aligned} f : [0, c_{max}] &\rightarrow [0, 1] \\ c &\mapsto da(c)/A \end{aligned} \tag{3.1}$$

où c_{max} est la capacité utile élémentaire maximale dans la maille. On suppose que c varie de manière continue entre 0 et c_{max} , si bien que c est une variable aléatoire continue et que f est sa densité de probabilité. La fonction de répartition F de la variable aléatoire c est définie par

$$F(c) = \int_0^c f(c)dc \quad (3.2)$$

$F(c^*)$ donne la probabilité d'échantillonner dans la maille une capacité utile élémentaire $c \leq c^*$. En d'autres termes, $F(c^*)$ donne la fraction de la maille dans laquelle les capacités utiles élémentaires c sont inférieures ou égales à c^* . Ainsi,

$$F(c_{max}) = 1 \quad (3.3)$$

La loi de probabilité utilisée dans la paramétrisation étudiée est définie par sa fonction de répartition F :

$$F(c) = 1 - \left(1 - \frac{c}{c_{max}}\right)^b \quad (3.4)$$

où b est le paramètre de la loi. Cette loi a été choisie car elle permet d'établir une formulation analytique simple du ruissellement, dit ruissellement distribué puisqu'il dépend d'une distribution statistique de la capacité utile.

3.2.1 Signification du paramètre b de la fonction de répartition

Pour que la loi de probabilité de c représente correctement la variabilité spatiale de la capacité utile d'une maille de capacité utile totale \bar{c} , il faut que l'espérance $E(c)$ de la loi soit égale à \bar{c} . Ici, $\bar{c} = W_{max}$, selon les notations du chapitre 1. $E(c)$ est définie par

$$E(c) = \int_0^{c_{max}} cf(c)dc \quad (3.5)$$

Par intégration par parties, on obtient :

$$E(c) = [cF(c)]_0^{c_{max}} - \int_0^{c_{max}} F(c)dc \quad (3.6)$$

qui, combinée avec l'équation 3.3, donne une relation simple entre c_{max} et \bar{c} :

$$c_{max} = (b + 1)\bar{c} \quad (3.7)$$

Les capacités utiles varient de manière continue entre 0 et c_{max} . L'équation 3.7 indique donc que, pour une même valeur moyenne de capacité utile \bar{c} dans la maille, les capacités utiles élémentaires seront définies sur un spectre d'autant plus large que b est grand. Le paramètre b rend donc compte de l'hétérogénéité de la capacité utile dans la maille. A ce titre, plusieurs cas particuliers sont intéressants à détailler :

– si $b = 0$: alors $c_{max} = \bar{c}$, et

$$F(c) = \begin{cases} 0 & \text{si } c < \bar{c} \\ 1 & \text{si } c = \bar{c} \end{cases} \quad (3.8)$$

ce qui définit une distribution de Dirac. Cela revient à dire que la probabilité pour c d'être inférieure à \bar{c} est nulle, donc que toutes les capacités utiles élémentaires sont égales à \bar{c} : la capacité utile est homogène sur la maille, si bien que le ruissellement est de type "tout ou rien" ;

TAB. 3.1 – Récapitulation des valeurs de b utilisées pour la paramétrisation du ruissellement distribué. Les MCG sont caractérisés par une estimation de leur résolution spatiale.

Références	Modèle	Valeurs de b
Dümenil et Todini (1992)	MCG ECHAM2 600 km x 600 km	0.01 à 0.5, en fonction de l'orographie
Wood et al. (1992)	forcé	0.01 à 10
Rowntree et Lean (1994)	unicolonne	0.01, 0.5
Stamm et al. (1994)	MCG du GFDL 500 km x 800 km	0.3, ou variable sur le globe : moyenne = 1.2, minimum = 0, maximum = 7.9
Liang et al. (1994)	forcé	0.008
Sivapalan et Woods (1995)	forcé	4.03
Polcher et al. (1996)	forcé	0.2

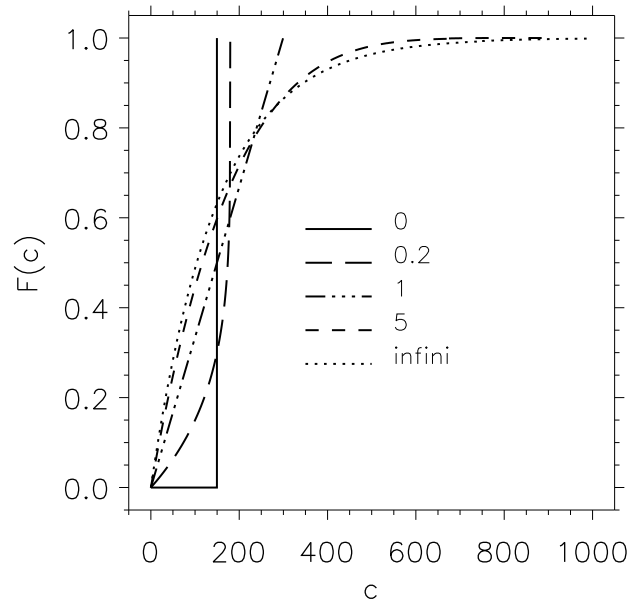


FIG. 3.1 – Influence du paramètre b sur la fonction de répartition F , pour $\bar{c} = 150 \text{kg.m}^{-2}$.

– si $b = 1$:

$$F(c) = \frac{c}{c_{max}} \quad (3.9)$$

ce qui traduit une loi uniforme d'espérance $E(c) = c_{max}/2 = \bar{c}$;

– si $b \rightarrow +\infty$: alors $c_{max} \rightarrow +\infty$, si bien que l'hétérogénéité des capacités utile est maximale au sein de la maille. En combinant les équations 3.4 et 3.7, on obtient :

$$F(c) = 1 - \left(1 - \frac{c}{(b+1)\bar{c}}\right)^b \quad (3.10)$$

Or

$$\lim_{x \rightarrow +\infty} \left(1 - \frac{a}{x}\right)^x = e^{-a} \quad (a \geq 0) \quad (3.11)$$

si bien que

$$\lim_{b \rightarrow +\infty} F(c) = 1 - e^{-c/\bar{c}} \quad (3.12)$$

ce qui est la fonction de répartition d'une loi de probabilité exponentielle de paramètre $1/\bar{c}$. Il est intéressant de rappeler que de telles distributions exponentielles ont été fréquemment utilisées dans des MCG pour rendre compte de l'hétérogénéité sous-maille de processus hydrologiques, en particulier de la pluie. L'appendice C présente brièvement les paramétrisations du ruissellement qui résultent de l'utilisation de ces distributions exponentielles (Warrilow et al., 1986; Entekhabi and Eagleson, 1989; Bonan, 1996).

En dépit de la très large gamme de variations analytiquement possibles pour b (toutes les valeurs réelles positives finies), il a principalement été utilisé à ma connaissance des valeurs assez faibles, comme le montre le tableau 3.1. La figure 3.1 montre les courbes représentatives des fonctions de répartition obtenues avec des valeurs de b variant entre les deux comportements asymptotiques, $b = 0$ et $b \rightarrow +\infty$. Cette figure montre que pour une capacité utile c^* donnée, plus b est grand, plus est grande la fraction de maille où les capacités élémentaires c sont inférieures à c^* . Ainsi, une pluie donnée sera capable de saturer une fraction de la maille d'autant plus grande que b est grand, et donc, le ruissellement sera d'autant plus grand que b est grand. Une exception cependant : si la pluie réussit à saturer toute la maille, le ruissellement sera le même quelle que soit la valeur de b .

3.2.2 Expression analytique du ruissellement

Nous allons ici montrer comment il est possible de dériver l'expression analytique du ruissellement distribué à partir de la fonction de répartition de c (équation 3.4). Cette présentation s'inspire beaucoup de celle de Moore (1985). Le ruissellement R est un terme de l'équation bilan de l'eau dans le sol :

$$\frac{\partial W}{\partial t} = P_L + M - (T_r + E_{sol} + I_{loss}) - R - D \quad (3.13)$$

où W est l'humidité du sol, t le temps, P_L la précipitation liquide (constituée de la pluie, de la rosée et du brouillard précipitant), M la neige fondue, T_r la transpiration, E_{sol} l'évaporation du sol nu, I_{loss} est la perte par interception (section 1.3.2.1), et D le drainage. L'humidité du sol désigne le contenu en eau de la maille entière. L'équation 3.13 exprime simplement que la

variation de l'humidité du sol au cours d'un pas de temps Δt est la somme algébrique des flux entrant et sortant d'eau par rapport au sol de la maille. Nous allons maintenant chercher à exprimer de manière explicite le ruissellement R produit au cours du temps Δt en fonction des autres termes de l'équation bilan. La séquence des calculs dans SECHIBA au cours d'un pas de temps impose que P_L , I , M , T_r et E_{sol} soient calculés avant le ruissellement. Chacun de ces termes est homogène sur toute la maille. On appellera pluie nette P_n la somme algébrique

$$P_n = P_L + M - (T_r + E_{sol} + I_{loss}) \quad (3.14)$$

qui constitue le terme source pour le calcul du ruissellement. Ainsi, au cours d'un pas de temps, le ruissellement dépend de la quantité d'eau évaporée, mais l'inverse est faux.

Le drainage est un terme facultatif dans SECHIBA. Quand il existe, il est calculé après le ruissellement, si bien qu'au cours d'un pas de temps, la quantité d'eau ruisselée est indépendante de la quantité éventuellement drainée. Dans un souci de simplicité, nous poserons donc $D = 0$ pour rechercher l'expression du ruissellement.

Nous poserons enfin que la variation d'humidité du sol pendant Δt est

$$\Delta W = W_{t+\Delta t} - W_t \quad (3.15)$$

et, pour simplifier les expressions, R et P_n ne désigneront plus, dans la suite de cette section, des flux mais des flux cumulés (en mm) pendant le pas de temps Δt .

Le ruissellement R , cumulé au cours du pas de temps Δt , est alors donné par

$$R = P_n - (W_{t+\Delta t} - W_t) \quad (3.16)$$

Dans le cas du ruissellement "tout ou rien",

- si P_n est suffisante pour amener, à la fin du pas de temps, l'humidité du sol à la capacité utile de la maille \bar{c} , alors

$$\begin{cases} W_{t+\Delta t} = \bar{c} \\ R = P_n - (\bar{c} - W_t) \end{cases} \quad (3.17)$$

- sinon,

$$\begin{cases} R = 0 \\ W_{t+\Delta t} = W_t + P_n \end{cases} \quad (3.18)$$

Dans le cas du ruissellement distribué, chaque réservoir élémentaire a un comportement "tout ou rien", si bien qu'au cours d'un même pas de temps, on peut avoir une production de ruissellement en même temps qu'une augmentation de l'humidité du sol à une valeur $W_{t+\Delta t}$, intermédiaire entre W_t et \bar{c} . Alors, P_n et W_t étant connus, l'équation 3.16 indique qu'il suffit de déterminer $W_{t+\Delta t}$ pour connaître R . Pour cela, nous allons décomposer $W_{t+\Delta t}$ en deux termes :

- $S_{t+\Delta t}$, l'humidité contenue dans la fraction saturée du sol,
- $N_{t+\Delta t}$, l'humidité contenue dans la fraction non saturée du sol.

Nous commencerons par déterminer l'expression de $W_{t+\Delta t}$ dans le cas simple où $W_t = 0$. Ce cas est schématisé sur la figure 3.2, qui représente c en fonction de $F(c)$, afin de rappeler une

représentation en réservoir : l'axe des abscisses représente une surface, et l'axe des ordonnées représente une hauteur d'eau en mm (c'est-à-dire un volume normalisé par une surface), si bien que les volumes d'eau apparaissent comme des aires. La courbe donne pour chaque fraction de maille $F(c)$ la valeur maximale des capacités utiles élémentaires c au sein de la fraction de maille considérée. La fraction de sol saturée par P_n est donnée par $F(P_n)$, puisque dans cette fraction de la maille, toutes les capacités utiles élémentaires sont inférieures à P_n . Dans la fraction de sol qui n'est pas saturée, c'est-à-dire $1 - F(P_n)$, la hauteur d'eau stockée est uniformément égale à P_n , car les capacités utiles sont partout supérieures à P_n , qui est supposée homogène sur toute la maille. Ainsi,

$$N_{t+\Delta t} = P_n [1 - F(P_n)] \quad (3.19)$$

$S_{t+\Delta t}$ est donnée par la moyenne des capacités élémentaires sur la fraction de maille saturée :

$$S_{t+\Delta t} = \int_0^{P_n} cf(c)dc \quad (3.20)$$

où f est la densité de probabilité de la variable aléatoire c , c'est-à-dire la dérivée de F . Par intégration par parties, on trouve :

$$\begin{aligned} S_{t+\Delta t} &= [cF(c)]_0^{P_n} - \int_0^{P_n} F(c)dc \\ &= P_n F(P_n) - \int_0^{P_n} F(c)dc \end{aligned} \quad (3.21)$$

Finalement, dans le cas d'une humidité initiale nulle,

$$W_{t+\Delta t} = P_n - \int_0^{P_n} F(c)dc = \int_0^{P_n} (1 - F(c)) dc \quad (3.22)$$

Ce résultat est schématisé sur la figure 3.2, où l'on retrouve géométriquement sous forme d'aires les quantités $N_{t+\Delta t}$ et $S_{t+\Delta t}$ données par les équations 3.19 et 3.20, et la figure représente aussi le ruissellement R , conformément à l'équation 3.16.

Au vu du cas précédent, nous allons faire une hypothèse forte concernant la répartition de l'eau dans les réservoirs élémentaires. Cette hypothèse, dite de "redistribution uniforme", impose que l'eau soit distribuée de manière uniforme dans tous les réservoirs non saturés, de telle sorte que chacun contienne une hauteur d'eau égale à la capacité utile du plus grand des réservoirs élémentaires saturés, comme le montre la figure 3.3. Alors, à chaque humidité du sol W_t correspond une valeur unique pour la capacité du plus grand réservoir élémentaire saturé, que l'on notera sat_t . Cette hypothèse permet d'exprimer simplement W_t en fonction de sat_t , en reprenant la décomposition de W_t en deux termes S_t et N_t :

$$S_t = sat_t F(sat_t) - \int_0^{sat_t} F(c)dc \quad (3.23)$$

$$N_t = sat_t [1 - F(sat_t)] \quad (3.24)$$

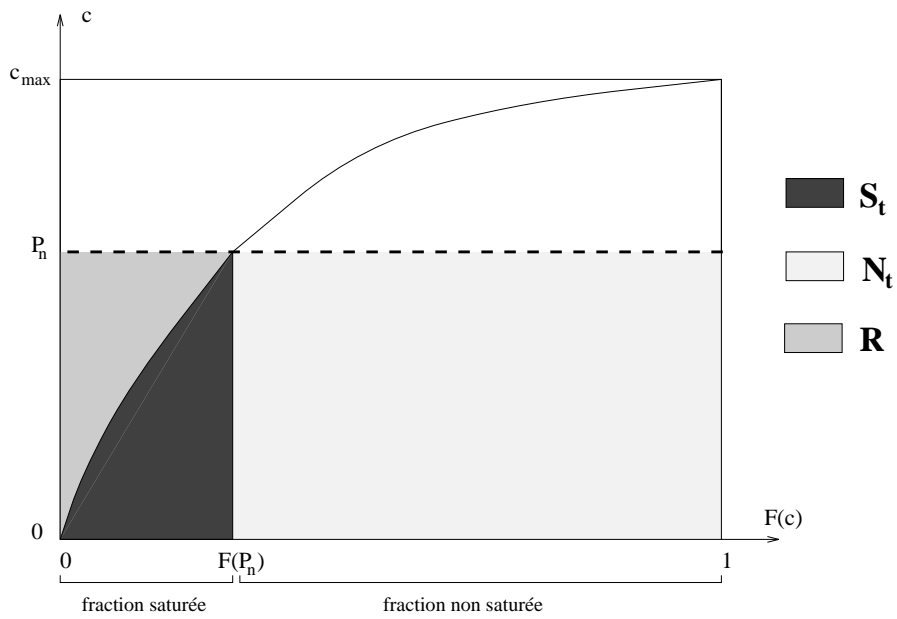


FIG. 3.2 – Schématisation de la production de ruissellement distribué, dans le cas d’une humidité initiale nulle. Pour les notations, voir le texte.

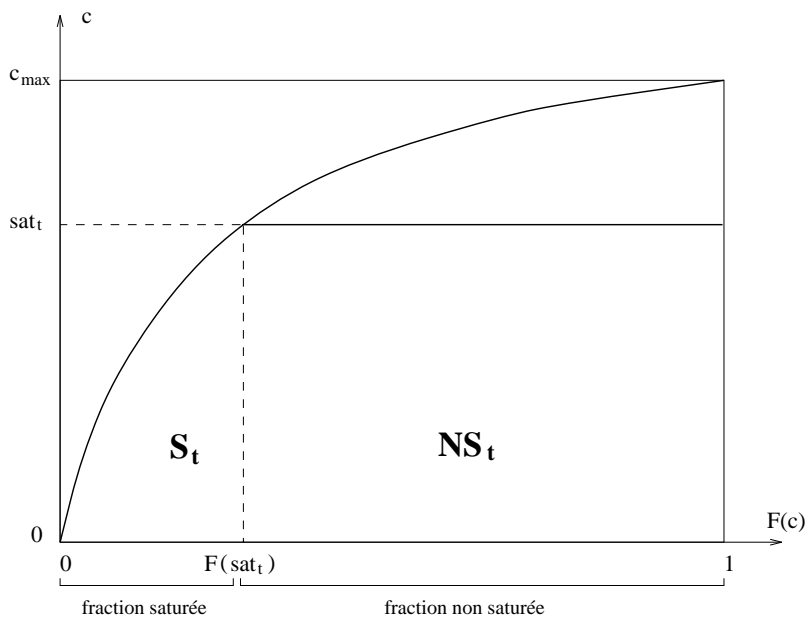


FIG. 3.3 – Illustration de l’hypothèse de “redistribution uniforme”. Pour les notations, voir le texte.

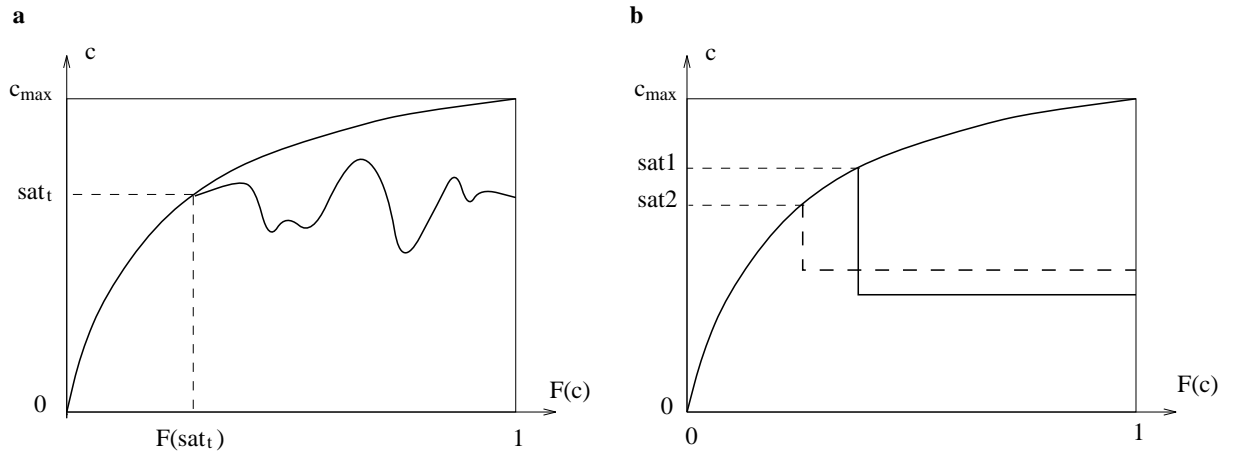


FIG. 3.4 – Justification graphique de la nécessité de l’hypothèse de “redistribution uniforme”. Pour les notations, voir le texte.

$$W_t = \int_0^{sat_t} (1 - F(c)) dc \quad (3.25)$$

Réciproquement, on peut exprimer sat_t en fonction de W_t en intégrant l’équation 3.25. On obtient ainsi :

$$sat_t = (b + 1)\bar{c} \left[1 - \left(1 - \frac{W_t}{\bar{c}} \right)^{\frac{1}{b+1}} \right] \quad (3.26)$$

L’hypothèse de redistribution uniforme est essentielle, car elle permet de définir une relation univoque entre W_t et sat_t . La figure 3.4a montre que, si l’on ne fait pas l’hypothèse que l’eau est répartie de manière uniforme dans les réservoirs non saturés, on ne peut pas calculer simplement NS_t . La figure 3.4b montre que supposer uniquement une répartition uniforme dans le réservoir non saturé n’est pas suffisant pour définir une relation univoque entre W_t et sat_t , puisque les deux valeurs $sat1$ et $sat2$ correspondent dans le cas présenté à la même humidité W_t . Enfin, comme l’illustre la figure 3.5, l’hypothèse de redistribution uniforme n’est pas équivalente au fait que la précipitation nette P_n soit uniforme sur la maille. Dans le cas où P_n est négative (c’est-à-dire quand $T_r + E_{sol} + I_{loss} < P + M$), l’hypothèse “ P_n uniforme” empêche toute saturation, et conduit à un problème numérique de contenu en eau négatif pour les réservoirs élémentaires de capacité $c < P_n$.

Sous l’hypothèse de redistribution uniforme, connaissant P_n et W_t , donc sat_t , il est aisé de déterminer $W_{t+\Delta t}$. En effet, on trouve $sat_{t+\Delta t}$ par

$$sat_{t+\Delta t} = sat_t + P_n \quad (3.27)$$

et l’équation 3.25, qui est valable pour une humidité quelconque, donne :

$$W_{t+\Delta t} = \int_0^{sat_t+P_n} (1 - F(c)) dc \quad (3.28)$$

ce qui généralise le résultat trouvé pour une humidité initiale nulle, avec donc $sat_t = 0$ (équation 3.22). La combinaison des équations 3.16, 3.25 et 3.28 donne une première expression

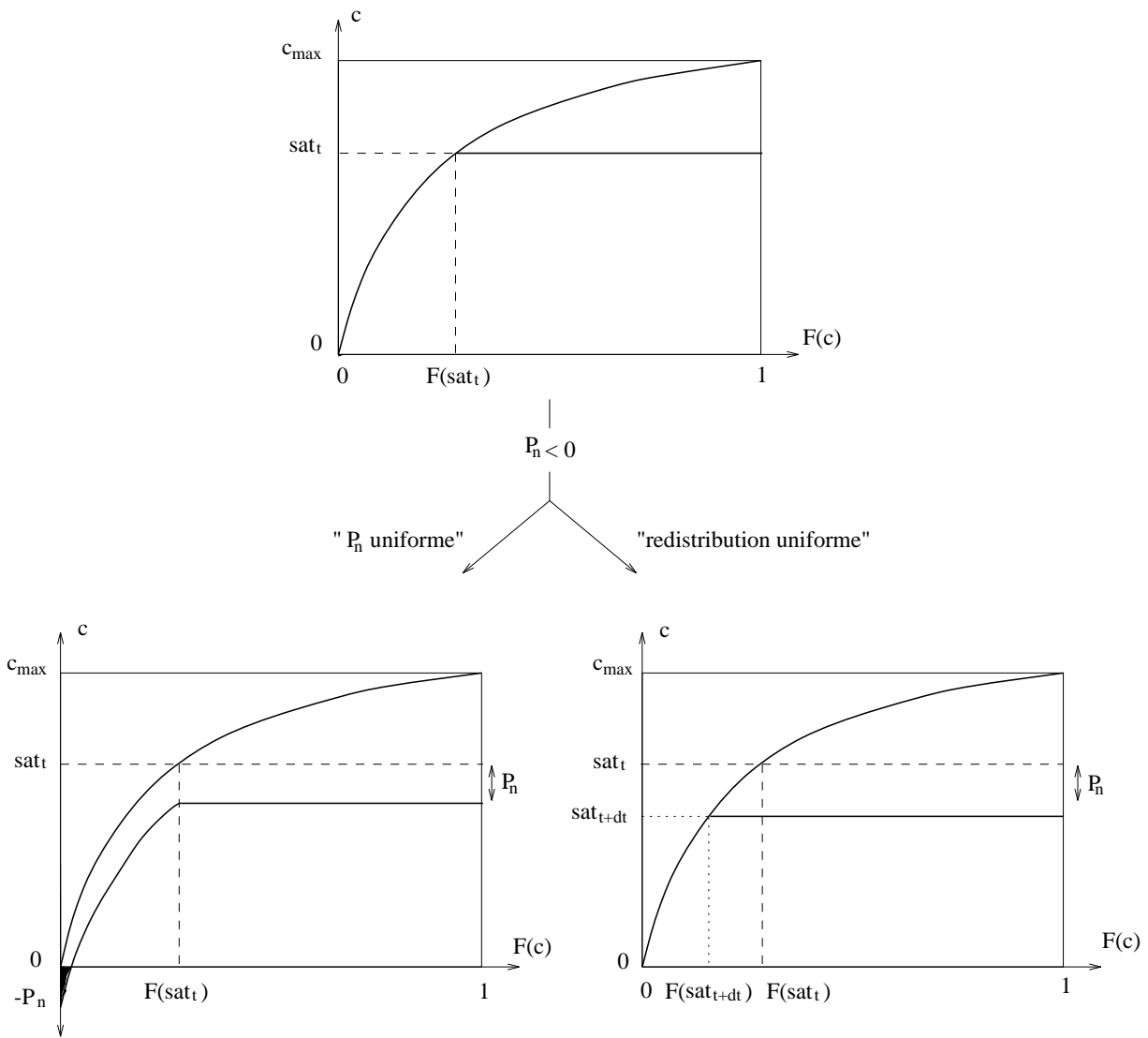


FIG. 3.5 – Justification de la différence entre l’hypothèse de “redistribution uniforme” et l’uniformité de la précipitation nette P_n . Pour les notations, voir le texte.

TAB. 3.2 – Comparaison du ruissellement distribué selon la paramétrisation SSV et du ruissellement “tout ou rien”, en fonction du régime pluviométrique.

Régime pluviométrique	Ruissellement distribué	Ruissellement “tout ou rien”
P_{lim}	$(b + 1)\bar{c} \left(1 - \frac{W_t}{\bar{c}}\right)^{\frac{1}{b+1}}$	$\bar{c} - W_t$
si $P_n > P_{lim}$	$P_n - (\bar{c} - W_t)$	$P_n - (\bar{c} - W_t)$
si $P_n \leq P_{lim}$	$P_n - (\bar{c} - W_t)$ $-\bar{c} \left[\left(1 - \frac{W_t}{\bar{c}}\right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P_n}{(b+1)\bar{c}} \right]^{b+1}$	0

générale pour le ruissellement R produit pendant le pas de temps Δt :

$$R = P_n - \int_{sat_t}^{sat_t + P_n} (1 - F(c)) dc \quad (3.29)$$

En calculant le terme intégral et en remplaçant sat_t par son expression donnée par l'équation 3.26, on trouve l'expression analytique du ruissellement R produit pendant l'intervalle de temps Δt , au cours duquel est tombé une précipitation nette P_n sur un sol contenant une humidité W_t :

$$R = P_n - (\bar{c} - W_t) + \bar{c} \left[\left(1 - \frac{W_t}{\bar{c}}\right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P_n}{(b+1)\bar{c}} \right]^{b+1} \quad (3.30)$$

Cette équation décrit le ruissellement dans le cas où P_n est insuffisante pour saturer l'intégralité du sol. Dans le cas contraire, le ruissellement est identique au ruissellement “tout ou rien”, défini par l'équation 3.17. Les équations 3.30 et 3.17 définissent la paramétrisation du ruissellement distribué, ou paramétrisation SSV (pour “Subgrid Scale Variability”). La valeur limite de la pluie nette P_{lim} qui distingue les deux régimes du ruissellement distribué vérifie simultanément les équations 3.30 et 3.17, et vaut

$$P_{lim} = (b + 1)\bar{c} \left(1 - \frac{W_t}{\bar{c}}\right)^{\frac{1}{b+1}} \quad (3.31)$$

Dans l'optique de l'étude de sensibilité qui nous intéresse, le tableau 3.2 résume les différences entre le ruissellement distribué selon la paramétrisation SSV, et le ruissellement “tout ou rien”, qui constituera le contrôle pour l'étude de sensibilité à la paramétrisation SSV.

3.3 Description des expériences numériques

Quatre simulations sont effectuées avec le cycle 6 du MCG du LMD : il s'agit de la même version utilisée pour l'étude la sensibilité à la paramétrisation du drainage (section 2.2). Dans les quatre simulations, les processus de surface sont décrits par le modèle SECHIBA 1.3.3. L'hydrologie du sol est traitée de manière identique dans toutes les mailles continentales : la profondeur du sol est 1 m, la capacité utile de la maille est de 150 kg.m^{-2} (sauf dans les

TAB. 3.3 – Différences entre les quatre simulations étudiées pour établir la sensibilité du MCG du LMD à la paramétrisation du ruissellement.

Nom	Ruissellement	Période simulée
DRN	“tout ou rien” ($b = 0$)	1979 à 1988
TOT	distribué, $b = 0.2$	1979 à 1988
TOT0.5	distribué, $b = 0.5$	1981 à 1984
TOT5	distribué, $b = 5$	1981 à 1984

déserts, où elle vaut 30 kg.m^{-2}), et le drainage est inclus selon la paramétrisation décrite en section 2.2.2. Les quatre simulations diffèrent par la paramétrisation du ruissellement et par le nombre d’années simulées, comme le montre le tableau 3.3 :

- la simulation DRN est exactement identique à celle étudiée en section 2.2. Sa comparaison avec TOT montrera l’impact, par rapport à la paramétrisation “tout ou rien”, de la paramétrisation SSV du ruissellement distribué, pour une valeur du paramètre $b = 0.2$ dans la gamme des valeurs couramment utilisées (tableau 3.1). Les simulations DRN et TOT sont des simulations longues (10 ans), ce qui permettra des études statistiques des résultats. Elles sont forcées par les mêmes températures de surface de la mer (Reynolds, 1988), et ont le même état initial. Afin de diminuer l’effet des conditions initiales sur les résultats, la première année est éliminée, et il est vérifié que les simulations sont à l’équilibre climatique. Par exemple, les séries chronologiques d’humidité du sol ne présentent pas de tendance inter-annuelle au cours des neuf années étudiées ;
- les simulations TOT0.5 et TOT5 ont été réalisées pour déterminer l’impact du paramètre b sur la réponse du MCG à la paramétrisation du ruissellement distribué. Plus courtes (4 ans), elles commencent à l’état initial de DRN au 1er janvier 81, et sont forcées par les températures de surface de la mer analysées par Reynolds pendant la période 1981-1984. La première valeur testée, $b = 0.5$, fait partie des valeurs couramment utilisées dans la paramétrisation SSV, contrairement à la valeur $b = 5$, avec laquelle la fonction de répartition des capacités utiles est très proche de sa limite exponentielle (figure 3.1).

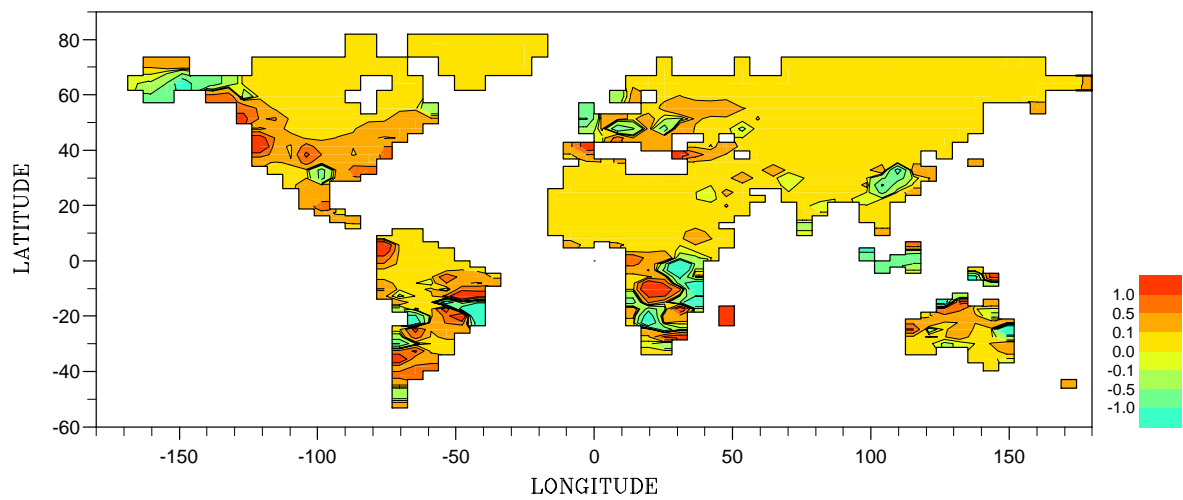
3.4 Comparaison de DRN et TOT

3.4.1 Etude globale

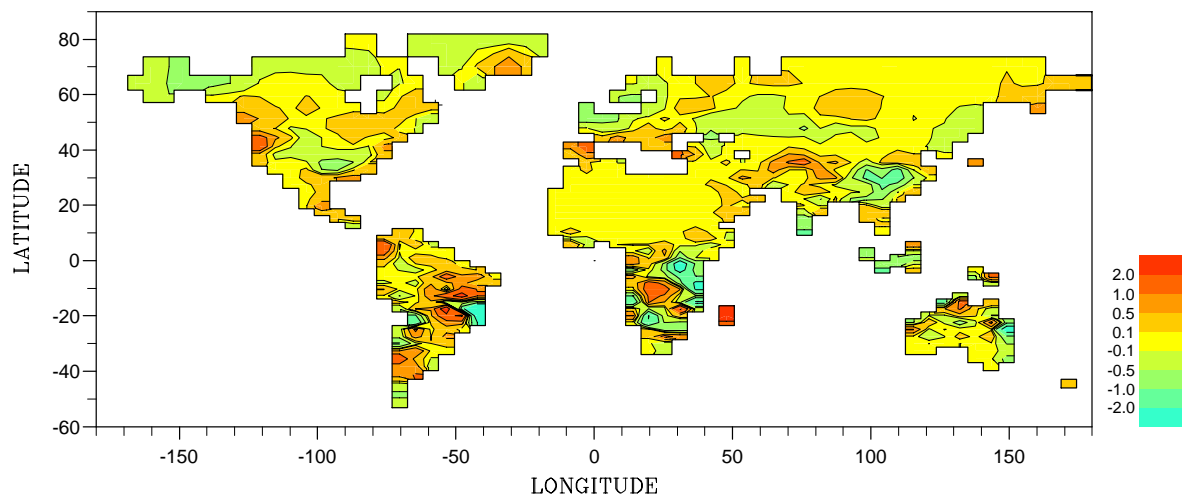
Quelle que soit sa paramétrisation, le ruissellement dépend fortement de la précipitation nette P_n (équation 3.16). Dans les simulations étudiées, les processus liés à la neige et à l’interception sont très similaires, si bien que les variations de convergence d’humidité ($P - E$) entre les deux simulations constituent une bonne approximation des variations de précipitation nette.

La comparaison des figures 3.6a et 3.6b montre qu’en janvier, les différences de ruissellement et de convergence d’humidité entre les deux simulations sont très fortement corrélées dans

a ΔR (mm/j)



b $\Delta(P - E)$ (mm/j)



c $P - E$ dans DRN (mm/j)

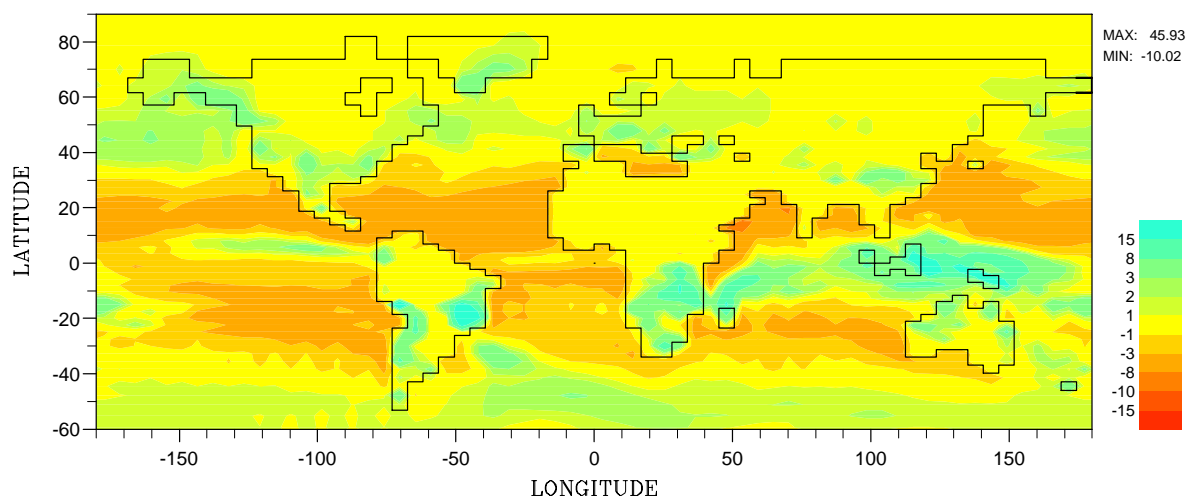


FIG. 3.6 – Janvier : **a** différence de ruissellement (TOT-DRN) en mm/j, **b** différence de convergence d'humidité (TOT-DRN) en mm/j, **c** convergence d'humidité dans DRN en mm/j.

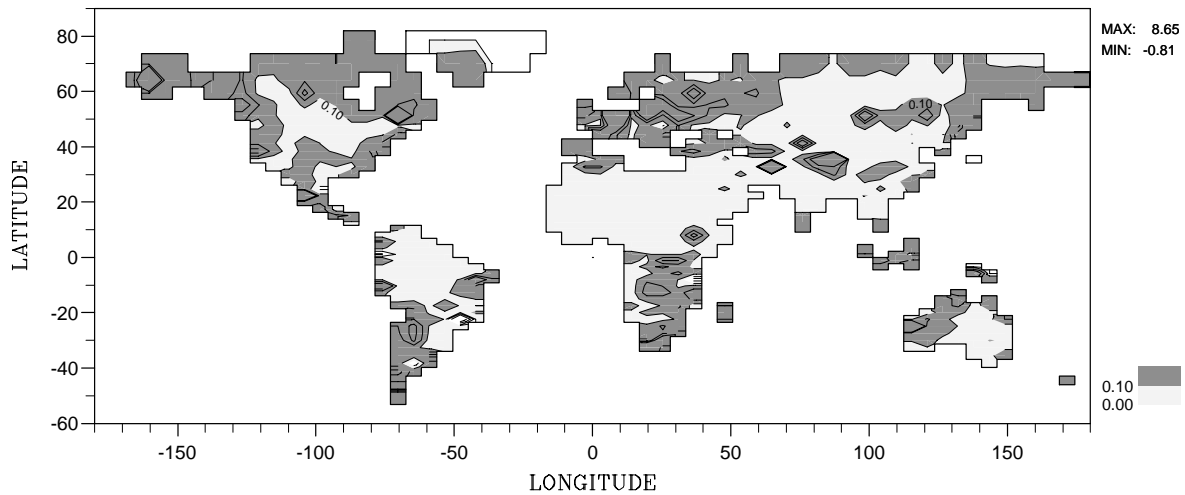


FIG. 3.7 – Janvier : différence de ruissellement normalisé (TOT-DRN); contours à -0.5, -0.3, -0.1, 0, 0.1, 0.3, and 0.5.

les tropiques, alors que dans la plupart des zones extra-tropicales, les différences de ruissellement sont positives quel que soit le signe des différences de convergence d’humidité. Le parallèle avec la figure 3.6c montre que :

- les zones où le ruissellement est plus fort dans TOT quelles que soient les différences de convergence d’humidité sont les zones où la convergence d’humidité est faible;
- les zones où les différences de ruissellement et de convergence d’humidité sont corrélées sont les zones de très forte convergence d’humidité (la ZCIT et les chaînes de montagnes).

Dans les zones très humides en effet, le sol est proche de la saturation, si bien que le drainage est similaire dans les deux simulations, et que le ruissellement l’est également si la convergence d’humidité est similaire dans les deux simulations (tableau 3.2), et que les différences de ruissellement proviennent principalement des différences de convergence d’humidité entre les deux simulations. En revanche, dans les zones de faible convergence d’humidité, où le sol n’est pas saturé, la paramétrisation “tout ou rien” ne produit pas de ruissellement contrairement à la paramétrisation SSV.

Les différences de ruissellement entre les deux simulations résultent donc de deux causes distinctes : les effets directs de la paramétrisation SSV, et les variations de convergence d’humidité, associées d’une part à la variabilité du climat simulé, et d’autre part aux possibles rétro-actions de l’atmosphère aux changements directs induits par la paramétrisation SSV. La figure 3.7 présente la moyenne en janvier des différences, entre TOT et DRN, du ruissellement normalisé par la convergence d’humidité. La normalisation est effectuée au pas de temps journalier, et le ruissellement normalisé est nul quand la convergence d’humidité est négative ou nulle. Cette normalisation permet de réduire l’influence des variations de convergence d’humidité sur les variations du ruissellement, si bien que le ruissellement normalisé est un bon indicateur des effets directs de la paramétrisation SSV sur le ruissellement. La figure 3.7 montre qu’en janvier, le ruissellement normalisé est augmenté par la paramétrisation SSV quasiment partout, et même

TAB. 3.4 – Résumé des différences entre DRN et TOT : moyennes annuelles sur les continents. Un astérisque indique une différence statistiquement significative au risque $\alpha=0.05$.

	DRN	TOT	TOT-DRN
Ruissellement (mm/an)	403	421	18
Précipitation (mm/an)	1029	1021	-8
Evaporation (mm/an)	527	518	-9*
Convergence d'humidité (mm/an)	502	503	1
Humidité du sol (mm)	57.1	53.6	-3.5*
Drainage (mm/an)	99	82	-17*
Écoulement total (mm/an)	502	503	1
Température de surface (C)	14.3	14.5	0.2

dans les zones tropicales où le ruissellement est plus faible dans TOT.

La même étude en juillet montre des résultats similaires : la paramétrisation SSV n'augmente que faiblement le ruissellement (principalement dans les extra-tropiques), malgré un effet direct important. L'augmentation du ruissellement est encore plus faible en juillet qu'en janvier, car la convergence d'humidité est alors très faible dans les extra-tropiques.

Le tableau 3.4 montre qu'en moyenne annuelle également, la paramétrisation SSV n'augmente que très peu le ruissellement, de manière non statistiquement significative. En revanche, l'humidité du sol, l'évaporation et le drainage sont significativement plus faibles dans TOT que dans DRN. Ces diminutions peuvent être associées à la paramétrisation SSV puisque ni la précipitation, ni la convergence d'humidité ne sont significativement différentes entre les deux simulations. L'écoulement total ne change pas significativement car ses deux termes, le ruissellement et le drainage, varient en sens contraire. Enfin, le tableau 3.4 montre que les moyennes annuelles de la température de surface ne sont pas significativement différentes dans les deux simulations. C'est également le cas pour les autres termes du bilan radiatif des continents, ce qui est certainement lié aux faibles variations d'évaporation entre DRN et TOT.

3.4.2 Etudes régionales

Deux régions extra-tropicales sont étudiées en détail. La première est le bassin du Mississippi, qui couvre 21 mailles de MCG, et qui présente un climat plutôt humide : la convergence d'humidité moyenne dans DRN y vaut 353 mm/an. Il existe cependant une forte variabilité entre les mailles de ce bassin, puisque la convergence d'humidité moyenne des mailles varie de 0 à 2041 mm/an dans DRN. La seconde région étudiée est le bassin de l'Ob, une rivière sibérienne. Le climat de ce bassin est caractérisé par une très faible convergence d'humidité moyenne dans le MCG (22 mm/an dans DRN), et 9 des 13 mailles qui composent ce bassin ont une convergence d'humidité moyenne inférieure à 10 mm/an). Les deux régions sont localisées dans l'appendice B.

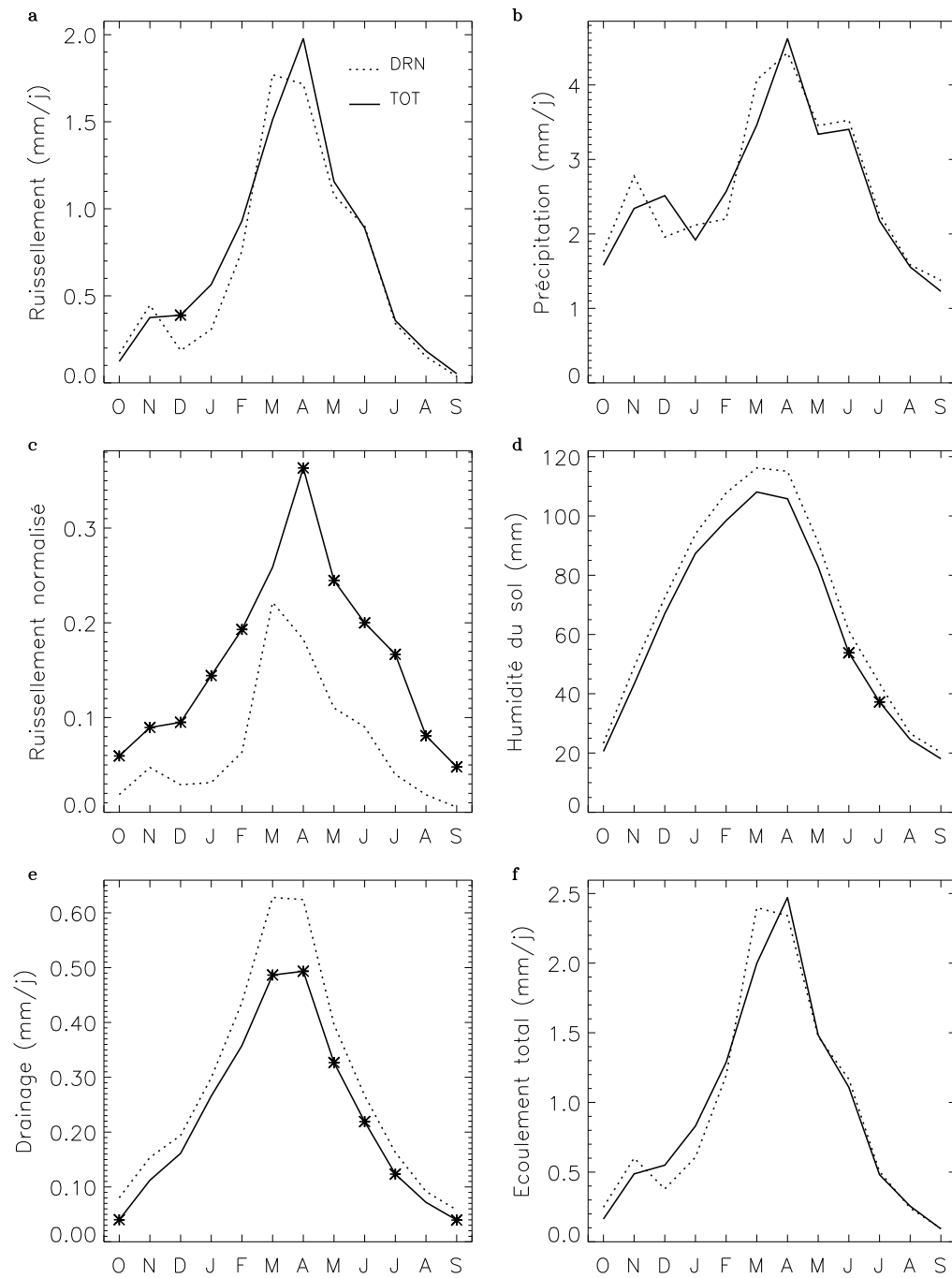


FIG. 3.8 – Bassin du Mississippi : cycles annuels moyens **a** du ruissellement, **b** de la précipitation, **c** du ruissellement normalisé, **d** de l'humidité du sol, **e** du drainage et **f** de l'écoulement total, dans DRN et TOT. Un astérisque indique que les moyennes mensuelles de DRN et TOT sont significativement différentes au risque $\alpha = 0.05$.

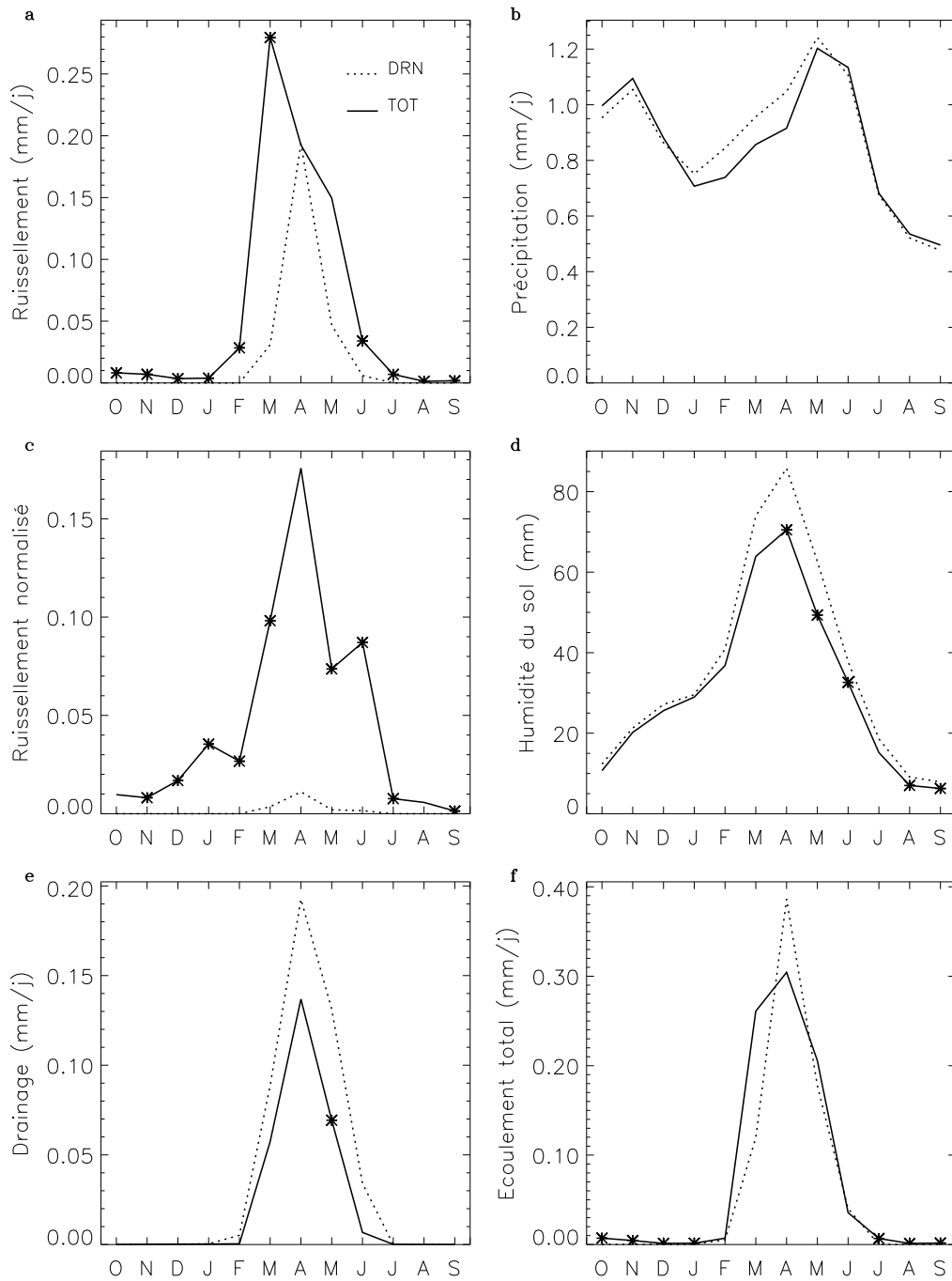


FIG. 3.9 – Bassin de l'Ob : voir figure 3.8.

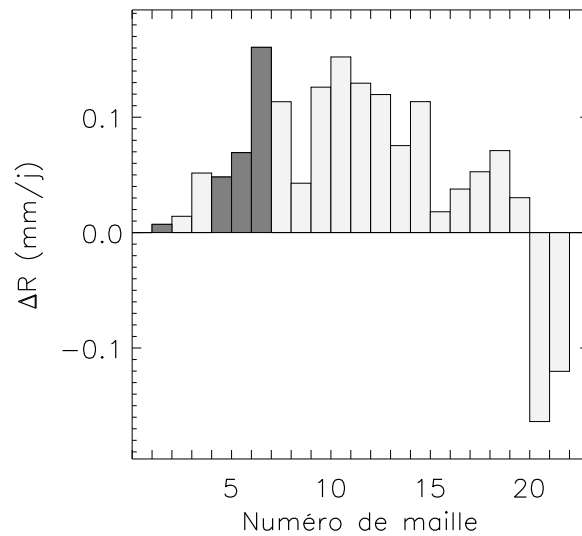


FIG. 3.10 – Bassin du Mississippi : différences (TOT-DRN) du ruissellement moyen dans chaque maille. Les barres gris foncé indiquent une différence significative au risque $\alpha=0.05$. Les mailles sont numérotées dans l'ordre des convergences d'humidité moyennes croissantes (dans DRN).

Les cycles annuels moyens simulés par DRN et TOT pour plusieurs variables hydrologiques sont comparés dans chacun des deux bassins, et des test de Student sont réalisés pour comparer les moyennes mensuelles dans les deux simulations. Dans le bassin du Mississippi (figure 3.8), les cycles annuels de la précipitation ne sont pas significativement différents dans TOT et DRN, et la paramétrisation SSV n'entraîne pas d'augmentation significative du ruissellement, sauf en décembre. L'augmentation significative du ruissellement normalisé entre DRN et TOT indique néanmoins que cette paramétrisation a un effet direct important sur le ruissellement. L'humidité du sol est plus faible dans TOT que dans DRN, ce qui induit une diminution du drainage, significative pendant plus de la moitié de l'année. Le cycle annuel de l'écoulement total n'est pas significativement modifié par la paramétrisation SSV, parce que son terme le plus important, le ruissellement, n'est pas modifié.

L'effet de la paramétrisation SSV est très différent dans le bassin de l'Ob (figure 3.9). Là, elle provoque une forte augmentation du ruissellement, qui est d'autant plus significative que la précipitation est plus faible dans TOT que dans DRN. La forte sensibilité du ruissellement à la paramétrisation SSV est également révélée par le ruissellement normalisé, qui est davantage augmenté dans le bassin de l'Ob que dans celui du Mississippi. L'augmentation du ruissellement entraîne une diminution de l'humidité du sol, qui est significative d'avril à septembre, et qui entraîne à son tour une diminution du drainage. Comme l'humidité moyenne dans le bassin est faible (33 mm, comparés à 68 mm dans le bassin du Mississippi), le drainage fonctionne à "bas régime", et sa diminution n'est pas significative. L'écoulement total est quantitativement assez peu changé. Il est cependant augmenté significativement en période sèche (grâce à l'augmentation significative du ruissellement).

3.4.3 Etude maille à maille du bassin du Mississippi

Les bilans hydriques moyens sont comparés dans chaque maille du bassin du Mississippi. Les conclusions sont analogues à celles obtenues en moyenne régionale. Les moyennes annuelles de la précipitation et de la convergence d'humidité ne sont statistiquement différentes dans aucune des mailles du bassin (au risque $\alpha=0.05$). Dans la plupart d'entre elles, la moyenne annuelle de l'humidité du sol est diminuée par la paramétrisation SSV, ce qui entraîne une diminution de l'évaporation et du drainage. Ces diminutions ne sont pas statistiquement significatives dans toutes les mailles du bassin, mais elles existent dans toutes ces mailles, ce qui incite à les relier à la paramétrisation SSV. Cependant, la moyenne annuelle du ruissellement est très peu changée (figure 3.10). Les seules mailles où le ruissellement moyen est statistiquement plus fort dans TOT que dans DRN sont les mailles les plus sèches du bassin (sur la figure 3.10, mailles 1,4,5 et 6, ainsi que 2 et 3 au risque $\alpha=0.1$). Une particularité de ces mailles est que le sol n'y atteint pas la saturation chaque hiver. La paramétrisation SSV est conçue pour permettre le ruissellement avant la saturation complète du sol. Elle ralentit donc le remplissage du sol par rapport à la paramétrisation "tout ou rien". Si la convergence d'humidité est semblable dans les deux simulations, et qu'elle est suffisante pour permettre la saturation du sol, celle-ci est donc atteinte plus rapidement dans DRN que dans TOT, si bien qu'il y a une période pendant laquelle DRN produit plus de ruissellement que TOT. Ceci peut contrebalancer l'augmentation du ruissellement par la paramétrisation SSV pendant les périodes sèches. Ce raisonnement, qui permet d'expliquer que la moyenne annuelle du ruissellement n'augmente que dans les mailles sèches, suggère que le principal effet de la paramétrisation SSV serait une augmentation de la fréquence du ruissellement, plus que son augmentation à long terme.

Les distributions de fréquence du ruissellement dans les deux simulations sont comparées dans les mailles du bassin du Mississippi. Ces distributions sont basées sur les fréquences absolues (ou nombres d'occurrences) des valeurs journalières du ruissellement. La figure 3.11 présente ces distributions de fréquence du ruissellement dans DRN et TOT pour trois mailles, qui constituent un échantillon représentatif des convergences d'humidité moyennes dans le bassin : la moyenne annuelle de la convergence d'humidité dans DRN est faible dans la maille **a** (65 mm/j), elle est plus forte dans la maille **b** (349 mm/j), et elle est très forte pour les extra-tropiques dans la maille **c** (2041 mm/j). Dans chacune de ces mailles, la distribution de fréquence du ruissellement est différente entre TOT et DRN : la différence principale consiste en une fréquence supérieure dans TOT des valeurs faibles de ruissellement. Les distributions de fréquence de la précipitation étant très semblables entre les deux simulations, l'augmentation de fréquence des faibles ruissellements dans TOT s'explique par la paramétrisation SSV. En effet, le ruissellement "tout ou rien" est très fréquemment nul, quand le sol n'est pas saturé, et la paramétrisation SSV remplace, quand il pleut, ces valeurs nulles par des valeurs positives de ruissellement. La figure 3.11 montre aussi que la différence entre les distributions du ruissellement dans DRN et TOT diminue quand la convergence d'humidité moyenne de la maille augmente. En effet, plus la convergence d'humidité moyenne est forte, plus la saturation du sol est longue, et pendant la saturation, les deux paramétrisations fonctionnent de la même manière : toute la précipitation nette ruisselle (tableau 3.2).

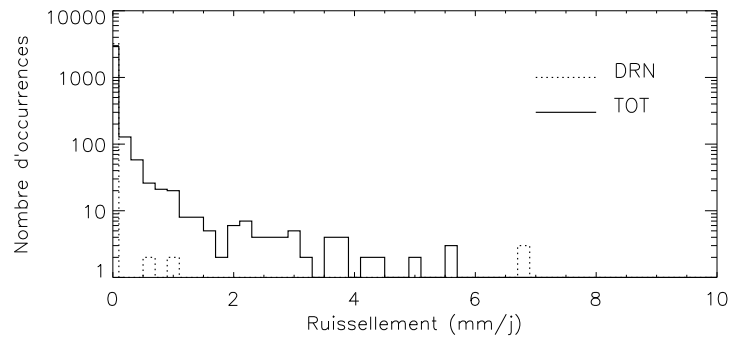
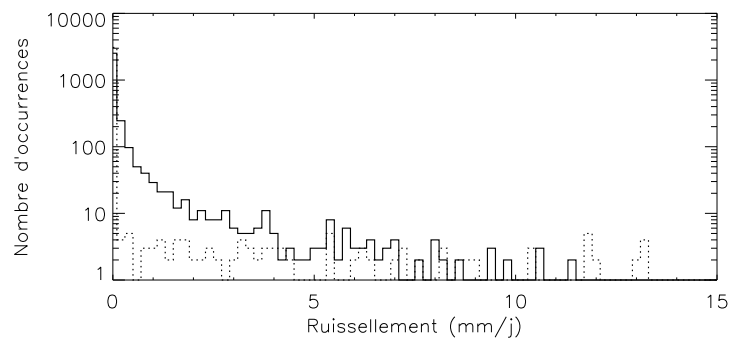
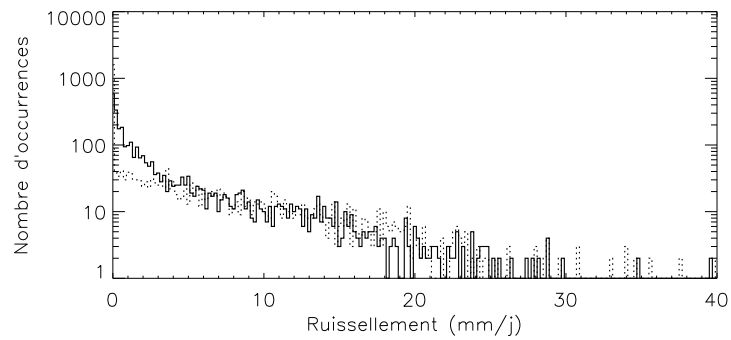
a**b****c**

FIG. 3.11 – Distributions de fréquence du ruissellement dans trois mailles du bassin du Mississippi.

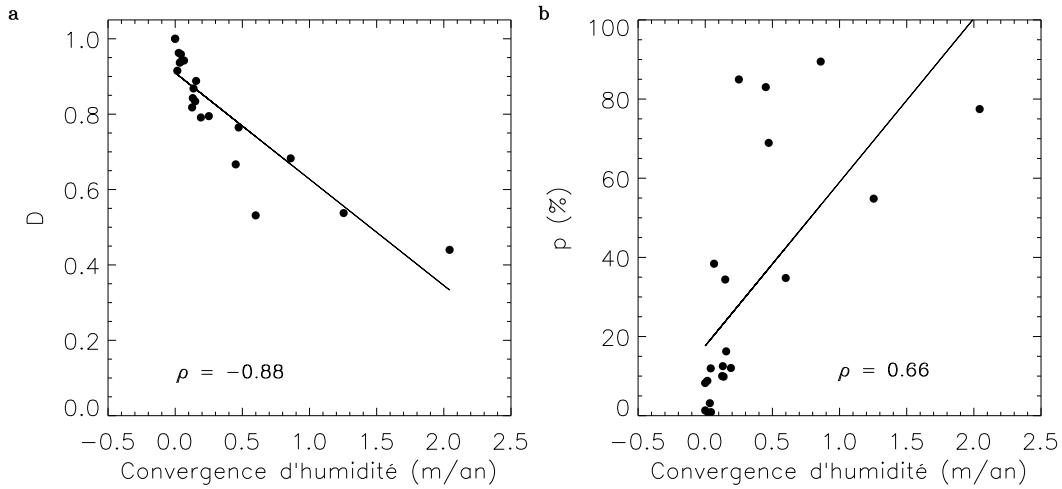


FIG. 3.12 – Bassin du Mississippi : **a** coefficient C , **b** valeur p , en fonction de la moyenne annuelle de la convergence d'humidité (DRN) dans chaque maille. Les droites de régression entre ces variables sont tracées, et ρ est le coefficient de corrélation.

L'effet de la paramétrisation SSV sur la distribution de fréquence du ruissellement, ainsi que la modulation de cet effet par le régime hydrologique de la maille, sont vérifiés en chacune des 21 mailles du bassin du Mississippi. Pour ce faire, un coefficient est construit pour intégrer et normaliser les différences de faibles valeurs de ruissellement. Ce coefficient, C , est défini par :

$$C = \frac{\left| \sum_0^{lim} r_{TOT} - \sum_0^{lim} r_{DRN} \right|}{\sum_0^{lim} r_{TOT}}$$

où lim définit le domaine de comparaison des deux distributions, et où r_{TOT} et r_{DRN} désignent les valeurs journalières du ruissellement, dans TOT et DRN respectivement. Pour l'étude présentée ici, $lim = 4$ mm/j, ce qui définit le plus large domaine de faible ruissellement dans lequel les deux distributions de fréquence sont clairement différentes. La figure 3.12a présente ce coefficient C en fonction de la moyenne annuelle de la convergence d'humidité dans DRN pour chaque maille du bassin. La valeur fortement négative du coefficient de corrélation confirme que plus la convergence d'humidité moyenne d'une maille est forte, moins la distribution de fréquence du ruissellement est sensible à la paramétrisation SSV. Ceci a été confirmé dans le bassin de l'Ob : dans toutes ses mailles, la convergence d'humidité moyenne est faible, et le ruissellement est beaucoup plus fréquent dans TOT que dans DRN.

Dans chaque maille du bassin du Mississippi, des tests de Student sont effectués pour déterminer si les moyennes annuelles du ruissellement sont différentes dans les deux simulations. Le résultat de chaque test est donné sous forme de valeur p , qui donne le plus petit risque de première espèce (α) pris en rejetant l'hypothèse nulle de deux moyennes égales. Sous l'hypothèse alternative simple de moyennes différentes, la valeur p quantifie donc le risque encouru en acceptant que les moyennes du ruissellement sont différentes dans TOT et DRN. La figure 3.12b montre qu'il est moins risqué d'accepter que les deux moyennes sont différentes quand la convergence d'humidité moyenne est faible. Dans de telles conditions, la moyenne an-

nuelle du ruissellement est faible dans DRN, si bien que l'augmentation par la paramétrisation SSV de la fréquence des faibles ruissellements est capable d'augmenter la moyenne annuelle du ruissellement.

Cette étude confirme l'hypothèse faite au début de ce paragraphe, selon laquelle, à l'échelle d'une maille, l'effet principal de la paramétrisation SSV concerne la distribution du ruissellement plus que sa valeur moyenne, sauf dans les mailles sèches. De plus, la comparaison des figures 3.12a et 3.12b confirme la validité du coefficient C pour quantifier la sensibilité du ruissellement à la paramétrisation SSV, ce qui est important pour la suite de l'étude.

3.4.4 Agrégation spatiale des mailles

Les mailles du bassin du Mississippi sont progressivement agrégées, et les distributions de fréquence du ruissellement sont étudiées à chaque étape de l'agrégation. Les agrégations sont réalisées récursivement sur les mailles en moyennant les valeurs journalières. Deux ordres d'agrégation sont étudiés :

- l'ordre des convergences d'humidité croissantes, c'est-à-dire en commençant par agréger les deux mailles qui ont les plus petites convergences d'humidité moyennes dans DRN et en terminant par agréger la maille qui a la plus forte convergence d'humidité moyenne dans DRN,
- l'ordre des convergences d'humidité décroissantes, c'est-à-dire l'ordre inverse.

La figure 3.13 montre les distributions de fréquence du ruissellement dans DRN et TOT, à quatre étapes d'une agrégation dans l'ordre des convergences d'humidité croissantes. La maille initiale ayant une convergence d'humidité moyenne nulle dans DRN, elle présente une forte différence entre les deux distributions de ruissellement. Quand les huit mailles les plus sèches sont agrégées ensemble, il reste une différence importante entre les distributions de fréquence du ruissellement. Cette différence diminue notablement quand quinze mailles sont agrégées, et elle disparaît presque complètement quand les 21 mailles du bassin sont agrégées. La figure 3.13 montre en outre qu'au cours de l'agrégation, c'est la distribution de fréquence de DRN qui se rapproche de celle de TOT. Le ruissellement "tout ou rien" ne peut pas se produire dans une maille tant que le sol n'est pas entièrement saturé. Cependant, à cause de la variabilité des climats locaux (dus aux différences d'altitude, de latitude, de circulation générale), les périodes de saturation du sol, et donc de ruissellement dans DRN, sont variables entre les mailles : elles ne commencent pas au même moment et n'ont pas la même durée. La moyenne spatiale des mailles provoque donc un étalement dans le temps du ruissellement "tout ou rien" de DRN, et son effet est bien moindre sur le ruissellement de TOT, car celui-ci est déjà distribué dans le temps par la paramétrisation SSV.

Le coefficient C (avec $lim = 4$ mm/j) est calculé à chaque étape des agrégations dans les deux ordres définis précédemment, qui constituent les limites de toute agrégation dans un ordre aléatoire. Les figures 3.14a et 3.14b confirment que l'agrégation, c'est-à-dire la moyenne spatiale, diminue les différences entre les distributions de fréquence du ruissellement dans DRN et TOT. La figure 3.14a montre plus particulièrement l'importance des mailles les plus humides dans cette diminution. Dans ces mailles en effet, les distributions de fréquence du ruissellement sont très

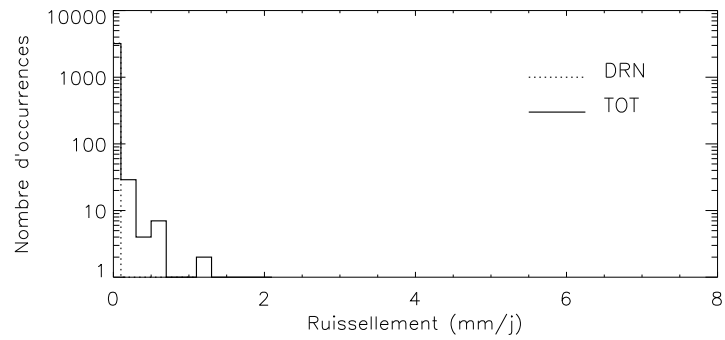
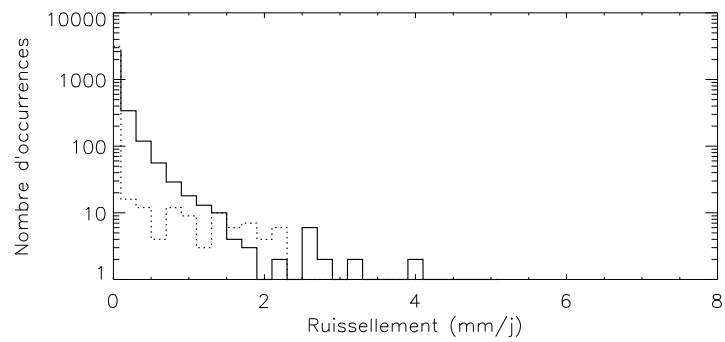
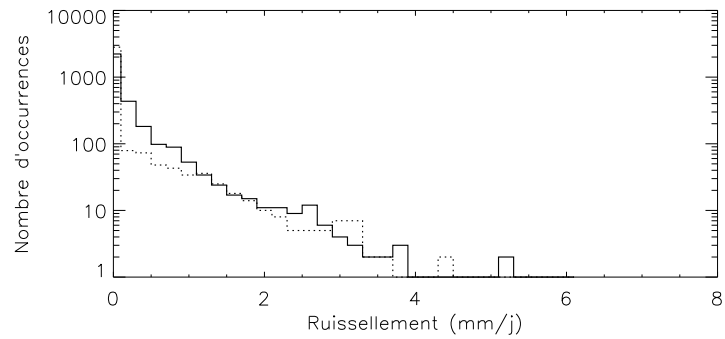
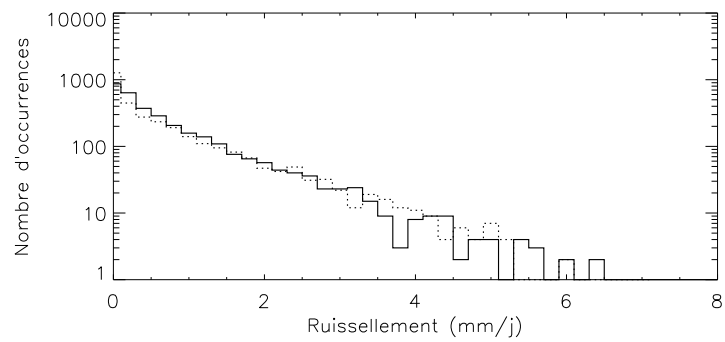
a**b****c****d**

FIG. 3.13 – Distributions de fréquence du ruissellement à différentes étapes d'une agrégation dans le bassin du Mississippi : **a** maille initiale, puis agrégation de : **b** 8 mailles, **c** 15 mailles et **d** toutes les mailles du bassin.

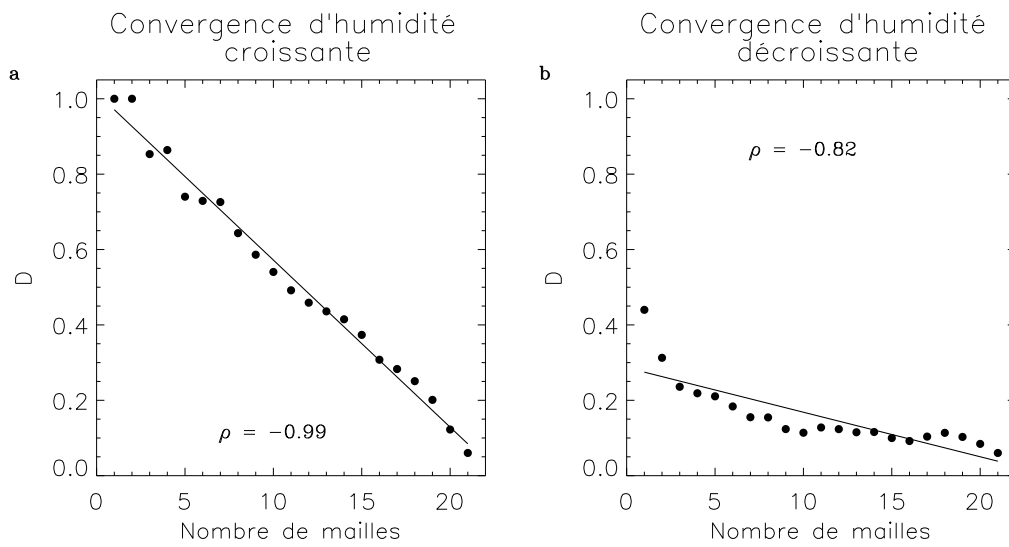


FIG. 3.14 – Bassin du Mississippi : coefficient C ($lim = 4 \text{ mm/j}$) en fonction du nombre de mailles agrégées, dans le cas d'agrégations dans l'ordre des convergences d'humidité **a** croissantes et **b** décroissantes. Les droites de régression sont tracées, et ρ est le coefficient de corrélation.

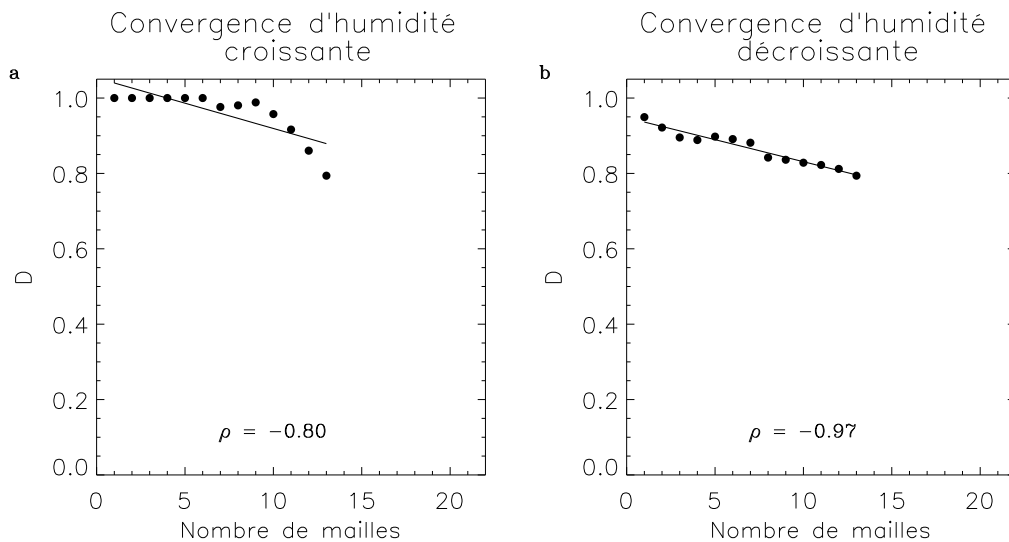


FIG. 3.15 – Bassin de l'Ob : coefficient C ($lim = 1.5 \text{ mm/j}$) en fonction du nombre de mailles agrégées, dans le cas d'agrégations dans les deux ordres. Les droites de régression sont tracées, et ρ est le coefficient de corrélation.

semblables dans les deux simulations, et le ruissellement moyen est très fort (1639 mm/an dans DRN pour la maille la plus humide). Par conséquent, leur influence sur la moyenne régionale du ruissellement est bien supérieure à celle des mailles les plus sèches où les distributions du ruissellement sont différentes. La même étude est réalisée dans le bassin de l'Ob, où C est calculé avec $lim = 1.5$ mm/j. La figure 3.15 montre que, même dans le cas de mailles très sèches, où les distributions du ruissellement sont différentes dans DRN et TOT, le simple fait de réaliser une moyenne spatiale des ruissellements diminue les différences entre leurs distributions. La seule exception est le cas très particulier des mailles où aucun ruissellement n'est produit dans DRN (cas des six mailles les plus sèches du bassin de l'Ob sur la figure 3.15a).

3.4.5 Conclusions

La comparaison de TOT avec DRN montre qu'avec $b=0.2$, la paramétrisation SSV a un effet faible, à la fois quantitativement et statistiquement, sur le ruissellement moyen et par conséquent sur tout le cycle hydrologique moyen. Ceci s'explique car :

- dans les zones les plus humides, où le ruissellement est fort, et où ses variations pourraient donc être conséquentes, la principale cause de variation du ruissellement entre les deux simulations est la variation de la convergence d'humidité;
- dans les zones moins humides, il existe un effet direct de la paramétrisation SSV. A l'échelle de la maille, cet effet consiste avant tout en un étalement de la distribution temporelle du ruissellement, qui joue peu sur la moyenne annuelle, sauf dans le cas des mailles très sèches. De plus, la variabilité inter-maille de l'humidité du sol présente une similarité avec la variabilité sous-maille des capacités utiles, décrite par la paramétrisation SSV. A l'échelle régionale, plus la variabilité inter-maille de l'humidité du sol est forte, moins la moyenne régionale du ruissellement sera différente entre les deux simulations DRN et TOT.

3.5 Influence du paramètre b sur la sensibilité du MCG à la paramétrisation SSV

Le paragraphe 3.2.1 montre que pour une valeur donnée de précipitation nette et d'humidité du sol moyenne, le ruissellement distribué est d'autant plus grand que le paramètre b de la fonction de répartition de c est grand. Les expériences TOT0.5 et TOT5, décrites dans le paragraphe 3.3, sont destinées à vérifier si, dans le MCG, l'augmentation du paramètre b entraîne une augmentation du ruissellement par rapport à TOT, et par conséquent des changements plus marqués du cycle hydrologique. Pour pouvoir raisonnablement comparer les simulations TOT0.5 et TOT5, qui couvrent une période de quatre ans, aux simulations TOT et DRN, nous avons limité l'analyse de ces dernières aux quatre ans simulés par les premières (81-84). Cela rend les séries temporelles trop courtes pour une analyse statistique rigoureuse.

3.5.1 Bilans hydriques

Le tableau 3.5 présente les bilans hydriques sur les continents des quatre simulations comparées. Les différences entre TOT et DRN sur quatre ans sont très semblables à celles

TAB. 3.5 – Comparaison des bilans hydriques sur les continents, simulés par DRN, TOT, TOT0.5 et TOT5 (moyennes annuelles sur quatre ans).

	DRN	TOT	TOT0.5	TOT5
Ruissellement (mm/an)	400	418	439	489
Drainage (mm/an)	100	82	66	33
Ecoulement total (mm/an)	500	500	505	522
Humidité du sol (mm)	57	54	51	44
Evaporation (mm/an)	523	516	507	489
Précipitation (mm/an)	1024	1016	1012	1008
Convergence d'humidité (mm/an)	501	500	505	522

obtenues sur neuf ans (tableau 3.4), et consistent en une très faible augmentation du ruissellement moyen, associée à une diminution faible de l'humidité du sol et de l'évaporation moyennes, et à une diminution plus conséquente (en pourcentage) du drainage moyen. L'écoulement total moyen n'est pas changé entre DRN et TOT, de même que la convergence d'humidité moyenne, en raison de l'équilibre climatique dans le MCG. Le tableau 3.5 montre que l'augmentation de b à 0.5 et surtout à 5 amplifie les différences provoquées par la paramétrisation SSV avec $b=0.2$: l'augmentation du ruissellement, ainsi que les diminutions de l'humidité du sol, de l'évaporation et du drainage, sont plus fortes. De plus, avec $b=0.5$ et surtout $b=5$, l'augmentation du ruissellement est supérieure à la diminution du drainage, ce qui entraîne une augmentation de l'écoulement total moyen par rapport à DRN. Cette augmentation reste cependant faible, puisque, même avec $b=5$, elle n'excède pas 5 % de l'écoulement total moyen simulé dans DRN. Du fait de l'équilibre climatique du MCG, l'augmentation de l'écoulement total moyen dans TOT0.5 et TOT5 est associée à une augmentation équivalente de la convergence d'humidité moyenne au-dessus des continents. Cette augmentation de la convergence d'humidité avec b est liée au fait qu'au dessus des continents, l'évaporation moyenne diminue davantage que la précipitation moyenne. Etant donné la courte période d'analyse et les faibles variations de la précipitation moyenne en fonction de b , il est même difficile de déterminer avec certitude si la diminution de précipitation obtenue est réellement due à l'augmentation de b , ou si c'est un artefact dû à la variabilité du climat simulé par le MCG. Ces aspects, liés à la branche atmosphérique du cycle hydrologique, seront étudiés plus en détail dans le paragraphe 3.5.3.

3.5.2 Etude régionale

La figure 3.16 présente les cycles annuels moyens des variables de l'hydrologie du sol, obtenus pour le bassin du Mississippi. Trois mailles ont été exclues du bassin pour cette étude. Situées dans les Montagnes Rocheuses, leur convergence d'humidité moyenne est très forte, si bien que conformément aux résultats du paragraphe 3.4.1, les variations de ruissellement moyen dans ces mailles sont moins dues aux effets directs de la paramétrisation SSV qu'aux variations de convergence d'humidité moyenne, qui peuvent être fortes à l'échelle de quatre ans. De plus, les

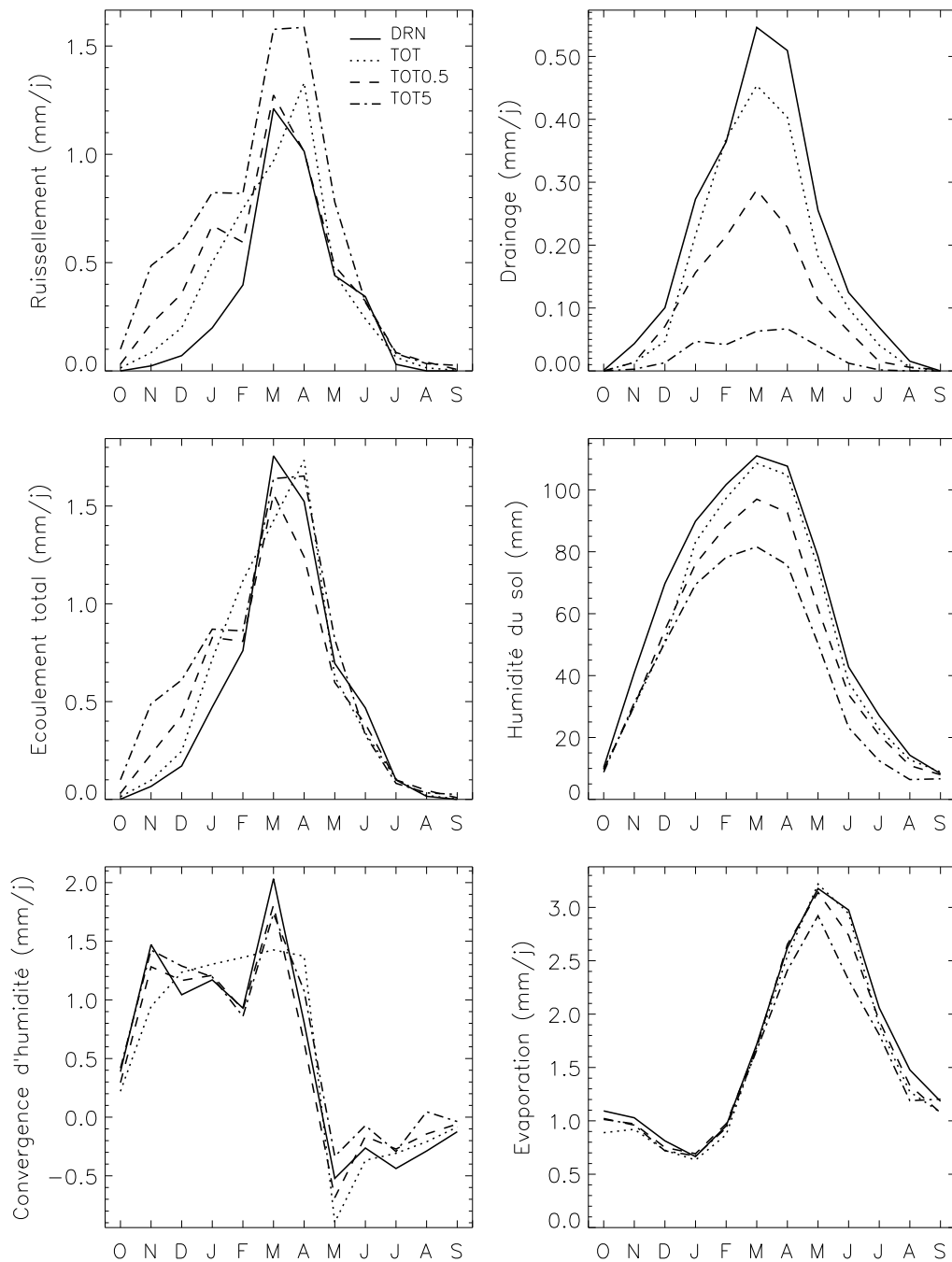


FIG. 3.16 – Bassin du Mississippi : cycles annuels moyens sur quatre ans du ruissellement, du drainage, de l'écoulement total, de l'humidité du sol, de la convergence d'humidité et de l'évaporation, dans DRN, TOT, TOT0.5 et TOT5.

paragraphes 3.4.3 et 3.4.4 montrent que la sensibilité à la paramétrisation SSV de la distribution temporelle du ruissellement est très faible dans les mailles très humides comme les trois mailles ici exclues, et que leur agrégation au sein du bassin masque la sensibilité liée aux mailles plus sèches. L'exclusion de ces trois mailles très humides maximise donc les différences entraînées par la paramétrisation SSV, mais ne modifie pas notablement la forme du cycle annuel du ruissellement.

La figure 3.16 montre une forte augmentation du ruissellement de DRN à TOT5. Cette augmentation n'est pas causée par une augmentation de la convergence d'humidité, car celle-ci est semblable dans les quatre simulations pendant la période de production du ruissellement, d'octobre à juin. La seule exception notable est TOT, mais sa convergence d'humidité supérieure à celle des autres simulations en février est compatible avec le fait que, pendant ce mois, le ruissellement dans TOT est presque égal à celui de TOT5.

La période où l'augmentation de b entraîne les plus fortes différences entre les quatre ruissellements simulés va d'octobre à janvier. Pendant cette période, les quatre simulations ont en commun une humidité du sol faible à moyenne. Le bassin du Mississippi est relativement homogène hydrologiquement, c'est-à-dire que la convergence d'humidité a un phasage assez similaire en tout point, ou encore une auto-corrélation spatiale élevée. Une humidité du sol faible en moyenne dans toutes les simulations garantit donc que peu de mailles sont saturées, et que le ruissellement simulé dans DRN est nul dans la plupart des mailles. Dans les mêmes conditions, les simulations incluant la paramétrisation SSV produisent du ruissellement, et d'autant plus que b est grand. Avec $b=5$ (TOT5), le ruissellement est augmenté par rapport à DRN, non seulement pendant la période de remplissage du sol (d'octobre à janvier), mais aussi ultérieurement de février à mai. En fait, avec cette très forte valeur de b , la paramétrisation SSV augmente beaucoup la production de ruissellement pendant toute la période où la convergence d'humidité est positive.

La figure 3.16 montre que l'augmentation du ruissellement par la paramétrisation SSV entraîne une diminution de l'humidité du sol pendant presque toute l'année, qui entraîne à son tour une diminution du drainage. Celle-ci est surtout visible à la période d'humidité du sol maximale, et elle est d'autant plus importante que b est grand. Le cas $b=5$ est là encore particulier : étant donné le très fort ruissellement dans cette simulation, et en particulier à la période de convergence d'humidité maximale (mars-avril), la moyenne mensuelle de l'humidité du sol ne dépasse jamais 80 mm. Puisque le drainage dans TOT5 reste toute l'année très faible, cette valeur doit être inférieure au seuil discriminant les deux vitesses de drainage. Ce seuil vaut au plus 112.5 mm, la valeur qui est atteinte quand la couche superficielle est absente et que la hauteur de la couche profonde est 1 m.

La résultante des variations du ruissellement et du drainage entre les simulations explique les variations de l'écoulement total, qui augmente avec b d'octobre à janvier c'est-à-dire quand 1) le ruissellement augmente avec b et 2) le drainage est faible dans toutes les simulations. En revanche, l'écoulement total est assez similaire dans toutes les simulations pendant le reste de l'année : en mars-avril en particulier, DRN et TOT présentent des écoulements totaux similaires car leur ruissellement et leur drainage sont assez similaires. TOT5 présente un écoulement total similaire à celui des deux simulations précédentes car la forte augmentation du ruissellement est contrebalancée par la forte diminution du drainage à la même période. Enfin, la simulation TOT0.5 présente en avril un écoulement total un peu plus faible que les autres simulations, qui ne s'explique pas par une précipitation nette plus faible. En fait, la paramétrisation SSV avec

$b=0.5$ n'est pas suffisante pour augmenter le ruissellement en mars-avril, mais son augmentation d'octobre à janvier entraîne une diminution de l'humidité du sol, et de ce fait du drainage, qui est quant à elle suffisante pour réduire l'écoulement total.

Finalement, l'augmentation de b est capable d'amplifier l'augmentation du ruissellement produite par la paramétrisation SSV avec $b=0.2$ par rapport au ruissellement "tout ou rien" (DRN). Trois périodes sont à distinguer :

- la période de remplissage du sol (ici d'octobre à janvier), où le ruissellement est augmenté par la paramétrisation SSV pour les trois valeurs testées de b , et où cette augmentation est transmise à l'écoulement total,
- la période d'humidité maximale où seul $b=5$ réussit à entraîner une augmentation du ruissellement ; cette augmentation n'est cependant pas transmise à l'écoulement total à cause de la diminution du drainage, qui est très sensible à la valeur de b à cette période,
- enfin, en été, quand la convergence d'humidité est négative, il n'y a pas (ou presque pas) de ruissellement. C'est en revanche à cette période, quand la demande évaporative de l'atmosphère est forte et que la diminution de l'humidité du sol par la paramétrisation SSV se traduit par une augmentation du stress hydrique, que l'évaporation est réduite. L'humidité du sol n'étant réduite notablement qu'avec $b=0.5$ et $b=5$, c'est dans ces simulations que l'évaporation est notablement diminuée par rapport à DRN (figure 3.16). C'est cette diminution de l'évaporation en été qui entraîne l'augmentation de convergence d'humidité permettant de fermer le bilan hydrique.

3.5.3 Etude du cycle hydrologique global

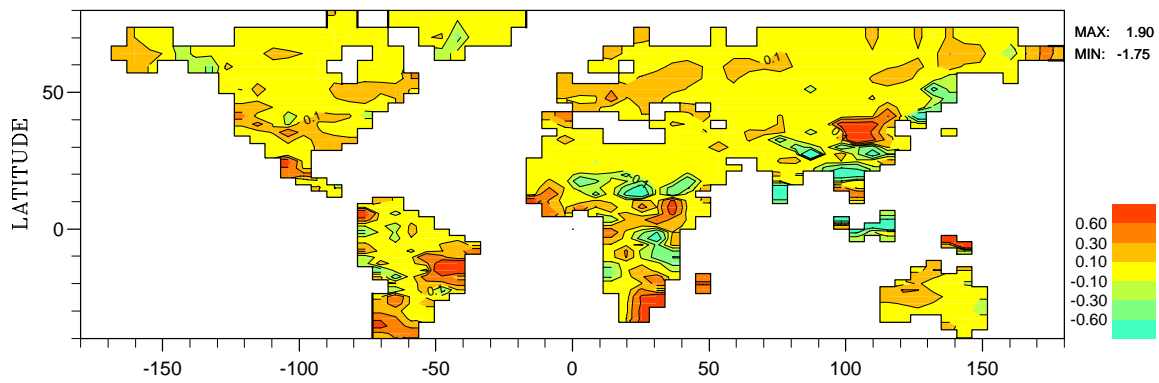
En moyenne annuelle sur les continents, seul $b=5$ permet une augmentation notable de l'écoulement total et de la convergence d'humidité par rapport à DRN (tableau 3.5). Le paragraphe précédent explique ces augmentations dans un cas où elles ne sont pas simultanées, si bien que l'augmentation de convergence d'humidité n'est pas la cause directe de l'augmentation d'écoulement total. Il est par ailleurs montré (paragraphe 3.4.1) que dans les zones de forte convergence d'humidité, ce sont les variations de cette dernière qui causent les variations de l'écoulement total quand $b=0.2$. La section 2.2 montre quant à elle que la diminution d'évaporation due à l'introduction du drainage entre MIN et DRN entraîne une augmentation de la convergence d'humidité, en particulier dans les tropiques. Dans un objectif de généralisation, le but de ce paragraphe est d'étudier :

- la relation entre les anomalies du cycle hydrologique dues à la paramétrisation SSV et la circulation générale,
- comment cette relation est modulée par l'augmentation de b .

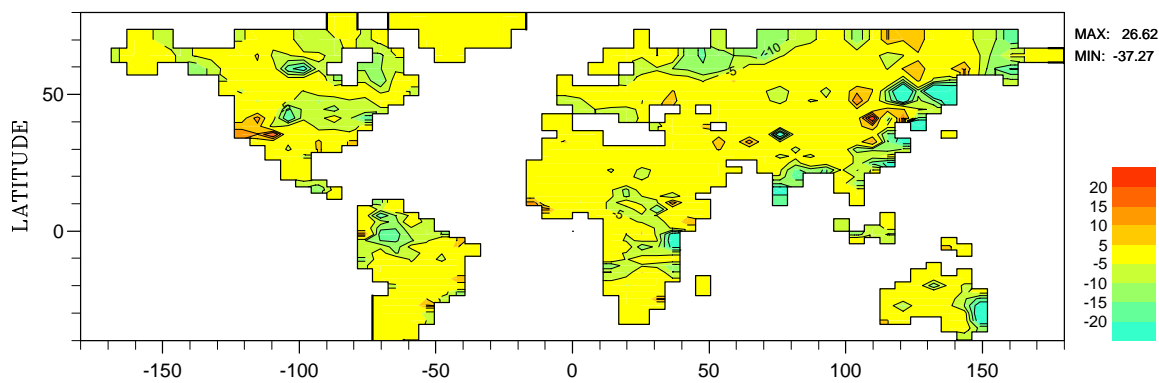
3.5.3.1 Comparaison de TOT et TOT5 : influence du paramètre b .

Les figures 3.17 et 3.18 représentent, pour les mêmes variables, les anomalies annuelles TOT-DRN et TOT5-DRN avec les mêmes isocontours. Tant pour le ruissellement, l'humidité du sol que pour l'évaporation, les différences entre les deux séries de cartes sont frappantes.

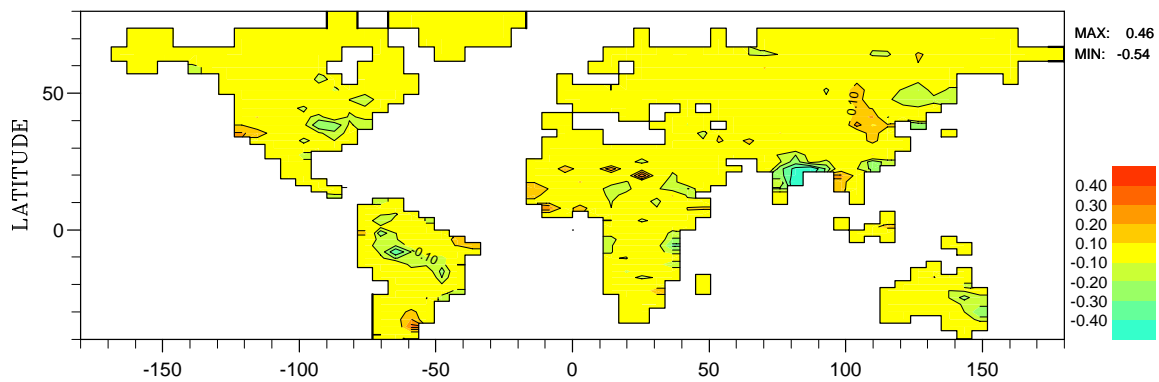
a ΔR (mm/j)



b ΔW (mm)



c ΔE (mm/j)



d $\Delta(P - E)$ (mm/j)

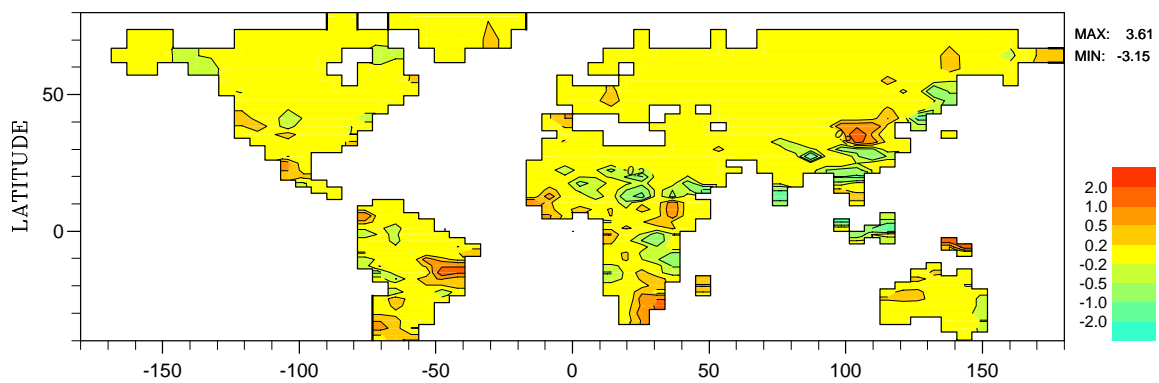
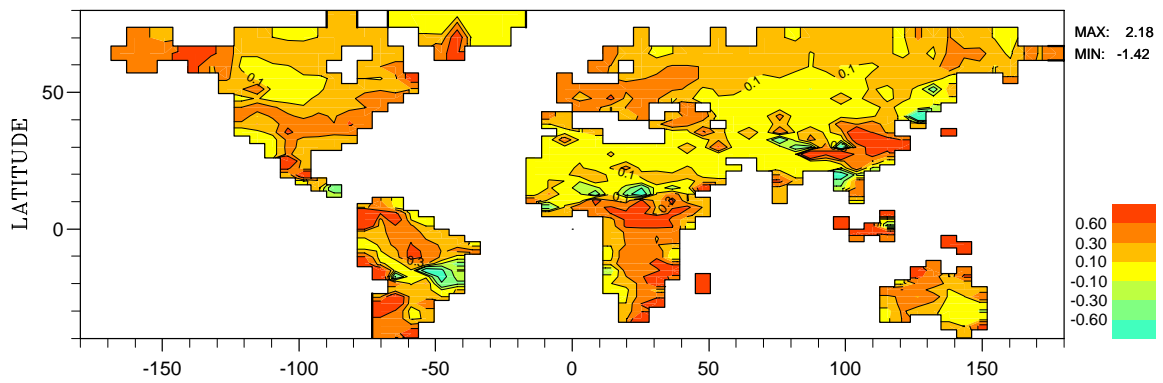
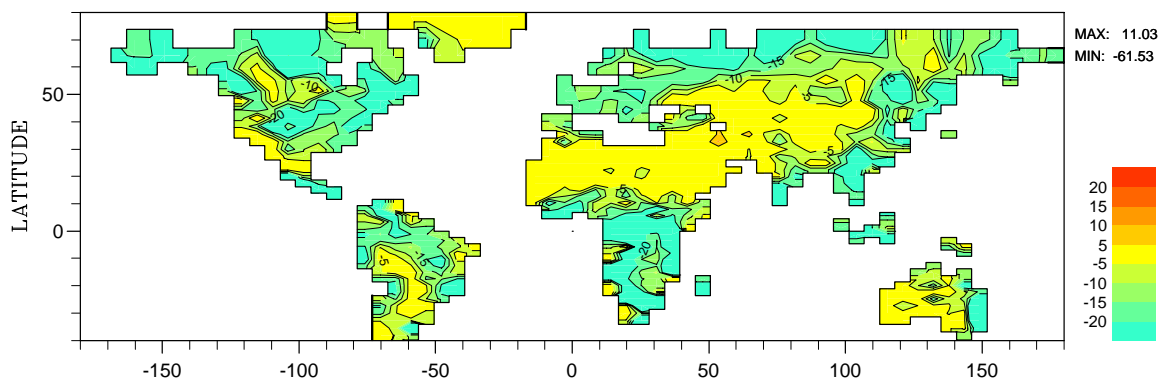


FIG. 3.17 – Différence (TOT-DRN) : moyennes annuelles sur quatre ans **a** du ruissellement en mm/j, **b** de l'humidité du sol en mm, **c** de l'évaporation en mm/j, et **d** de la convergence d'humidité en mm/j.

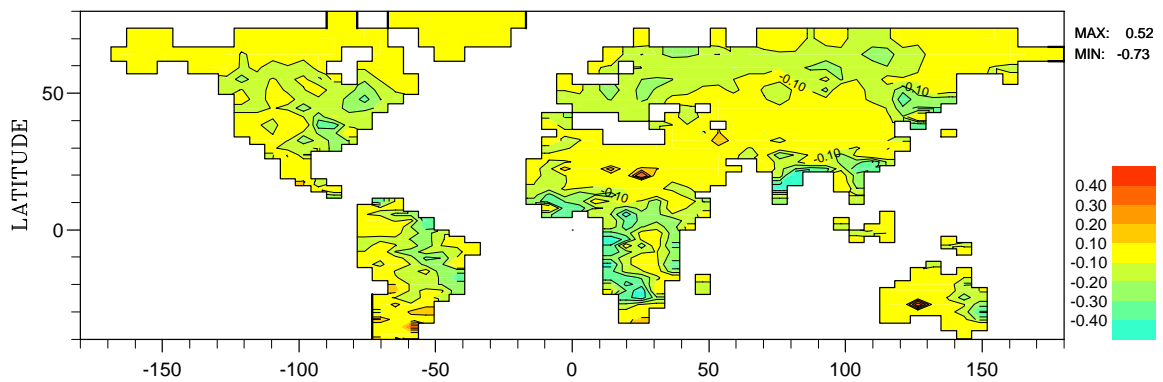
a ΔR (mm/j)



b ΔW (mm)



c ΔE (mm/j)



d $\Delta(P - E)$ (mm/j)

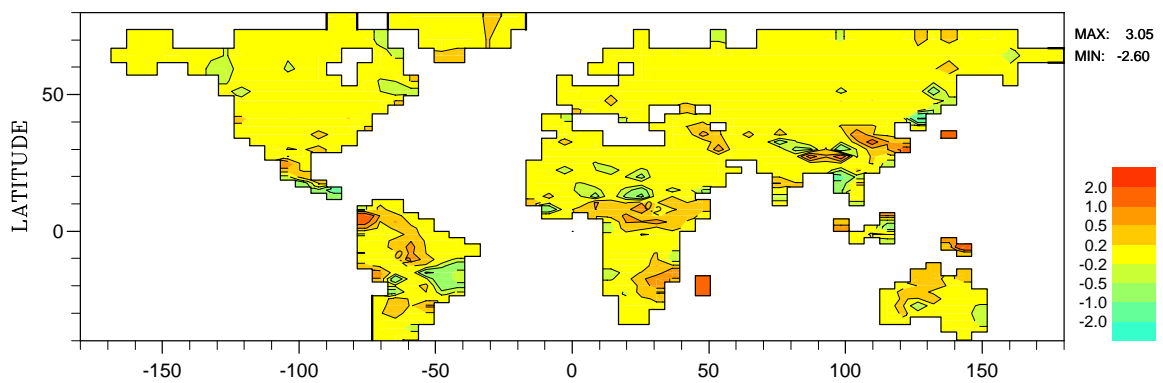


FIG. 3.18 – Différence (TOT5-DRN) : voir figure 3.17.

Il a déjà été expliqué que l'augmentation globale du ruissellement avec $b=0.2$ est très faible car les variations les plus fortes ont lieu dans les tropiques, où elles sont autant positives que négatives car elles sont associées aux variations de convergence d'humidité, lesquelles sont principalement dues à la forte variabilité de cette grandeur dans les tropiques. Au contraire, avec $b=5$, le ruissellement augmente quasi globalement par rapport à DRN, et les fortes augmentations sont plus fréquentes. Il existe toujours des diminutions dans les tropiques, dans les zones où la convergence d'humidité est plus faible dans SSV5 que dans DRN, mais ces zones sont moins étendues qu'avec $b=0.2$. L'extension et l'intensification des anomalies positives de ruissellement avec $b=5$ sont associées à une extension et une intensification des anomalies négatives d'humidité du sol, et donc d'évaporation. Les diminutions de cette dernière entre DRN et TOT5 peuvent être très fortes : parfois supérieures à 0.4 mm/j (environ 145 mm/an) dans les tropiques, et fréquemment de l'ordre de 0.15 mm/j (environ 50 mm/an) dans les zones arrosées des extra-tropiques.

Les différences entre les anomalies de convergence d'humidité sont beaucoup moins marquées. En particulier, ces anomalies ont le même ordre de grandeur dans les deux cas. En revanche, leur distribution spatiale est différente. Dans les tropiques, l'étendue et la connexité des anomalies positives est plus forte avec $b=5$ qu'avec $b=0.2$, alors que les anomalies négatives sont beaucoup moins étendues. La significativité de telles observations est difficile à déterminer étant donné la faiblesse des anomalies et la forte variabilité de la convergence d'humidité dans ces régions en regard de la courte durée des simulations étudiées. Il est cependant probable que des anomalies aussi étendues que celles observées avec $b=5$ en Afrique centrale et dans le bassin amazonien indiquent un changement de convergence d'humidité lié à un processus physique. Dans les extra-tropiques, les anomalies de convergence d'humidité, essentiellement positives, sont plus étendues avec $b=5$ qu'avec $b=0.2$, et semblent significatives en regard de la variabilité plus faible de la convergence d'humidité dans ces régions que dans les tropiques.

Finalement, l'augmentation de b à une forte valeur comme 5 est capable, en étendant et intensifiant les changements hydrologiques à la surface des continents, d'entraîner une augmentation significative de la convergence d'humidité, alors qu'avec $b=0.2$, cette augmentation par rapport à DRN ne ressort pas de la variabilité.

3.5.3.2 Comparaison de (TOT5-DRN) et (DRN-MIN) : influence des variations d'évaporation sur le cycle hydrologique global

En moyenne sur les continents, les changements du cycle hydrologique dus à la paramétrisation SSV avec $b=5$ ont la même amplitude que ceux induits par la paramétrisation non-linéaire du drainage (section 2.2). La figure 3.19 montre que l'augmentation de convergence d'humidité sur les continents entre DRN et TOT5 est, comme entre MIN et DRN, (figure 2.11), alimentée par une augmentation de la divergence d'humidité sur les océans¹. La figure 3.19 est cependant beaucoup plus bruitée que la figure 2.11. Ceci pourrait s'expliquer par la faible longueur de la simulation TOT5, mais l'étude des différences entre DRN et MIN donne des résultats très similaires sur la période 1980-1988 et sur la période 1981-84.

¹Il faut noter que les moyennes zonales présentées en figure 3.19 sont exprimées en unité de surface, et que la surface des océans est deux fois plus importante que celle des continents

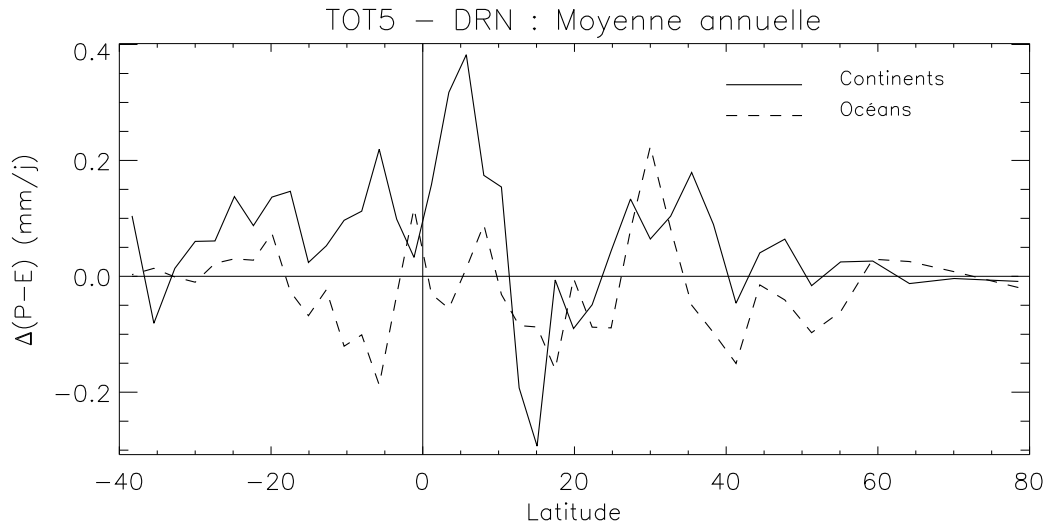


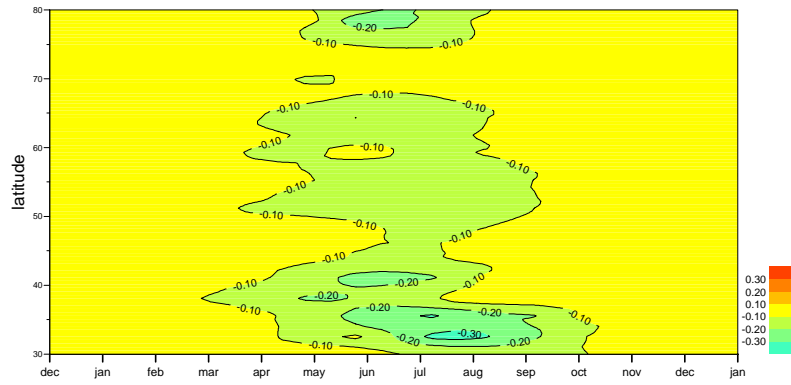
FIG. 3.19 – Moyenne zonale annuelle de la différence de convergence d’humidité entre DRN et TOT5 (mm/j), sur les continents et sur les océans.

Nous nous proposons donc d’étudier dans ce paragraphe si les anomalies du cycle hydrologique causées par la paramétrisation SSV avec $b=5$ et par la paramétrisation du drainage ont des caractéristiques spatio-temporelles différentes. Pour cela, nous étudierons les moyennes zonales du cycle hydrologique sur les continents, en fonction de la latitude et du temps. Dans toutes les figures représentant ces moyennes zonales (figures 3.20 à 3.23), les moyennes sont calculées sur l’ensemble des années analysées. Les premier et dernier mois (décembre et janvier) ont des valeurs identiques à celles des mêmes mois dans l’année complète. Ces deux mois sont rajoutés pour éviter les effets de bords, et mieux voir le cycle annuel.

Les figures 3.20 et 3.21 montrent les anomalies d’évaporation et de précipitation dans les extra-tropiques au cours du temps. Les deux paramétrisations hydrologiques induisent des diminutions d’évaporation en été, car c’est à cette période que l’évaporation est limitée par le stress hydrique. Le processus de recyclage (Brubaker et al., 1993) entraîne avec les deux paramétrisations des diminutions de pluie en été. Celles-ci sont proportionnelles aux diminutions d’évaporation, et sont plus fortes avec la paramétrisation SSV, $b=5$ qu’avec la paramétrisation non-linéaire du drainage. Avec la paramétrisation SSV, il existe dans les extra-tropiques des variations de précipitation en dehors de l’été : ces variations, positives de 30 à 40°N, et négatives plus au Nord, sont associées à des variations similaires de convergence d’humidité, et ne sont peut-être pas significatives car 1) elles se produisent pendant la saison des pluies, c’est-à-dire quand la variance des précipitations est maximale, et 2) l’étude n’est faite que sur quatre ans.

Dans les tropiques, les deux paramétrisations induisent des changements différents du cycle hydrologique. La figure 3.22 montre que les diminutions d’évaporation causées par les deux paramétrisations n’ont pas la même localisation vis-à-vis de la ZCIT (dont le parcours est présenté pour la simulation DRN sur la figure 3.24). Les diminutions d’évaporation associées à la paramétrisation du drainage sont principalement localisées dans la ZCIT, alors que celles qui sont associées à la paramétrisation SSV avec $b=5$ sont plutôt localisées sur les bords de la

DRN - MIN



TOT5 - DRN

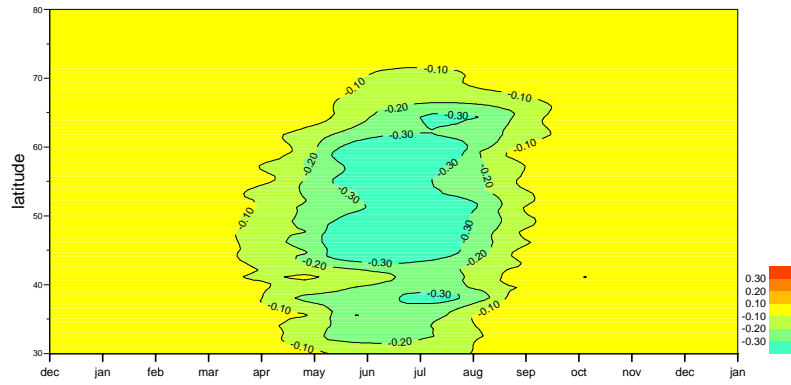
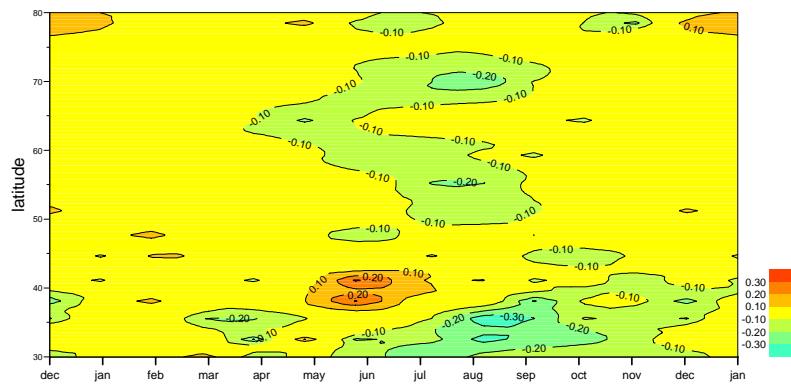


FIG. 3.20 – Evaporation (mm/j) : moyennes zonales sur les continents des différences (TOT5-DRN) et (DRN-MIN), en fonction de la latitude et du temps, dans les extra-tropiques de l’hémisphère nord.

DRN - MIN



TOT5 - DRN

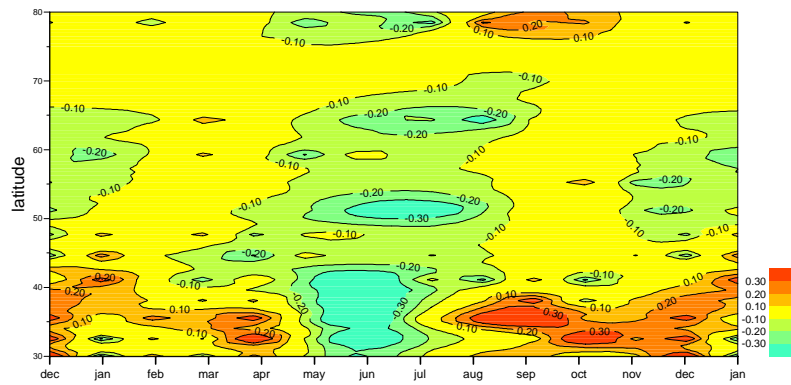
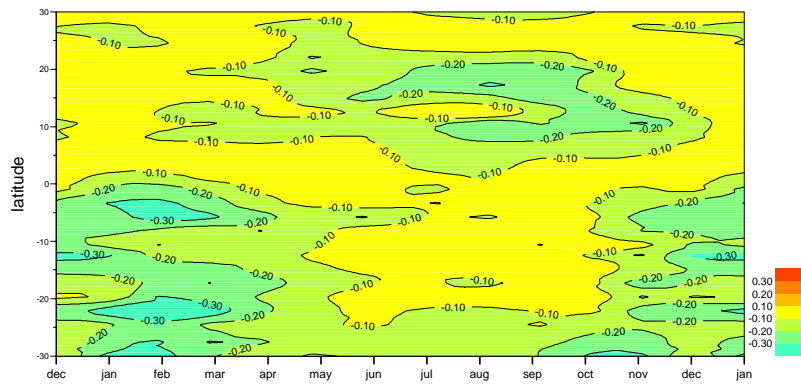


FIG. 3.21 – Précipitation (mm/j) : voir figure 3.20.

DRN - MIN



TOT5 - DRN

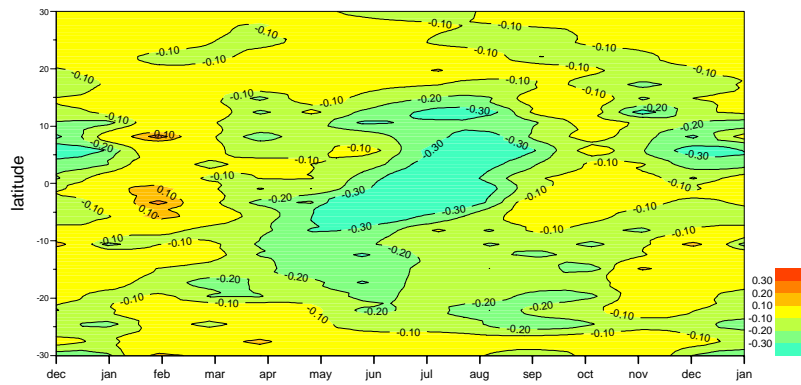
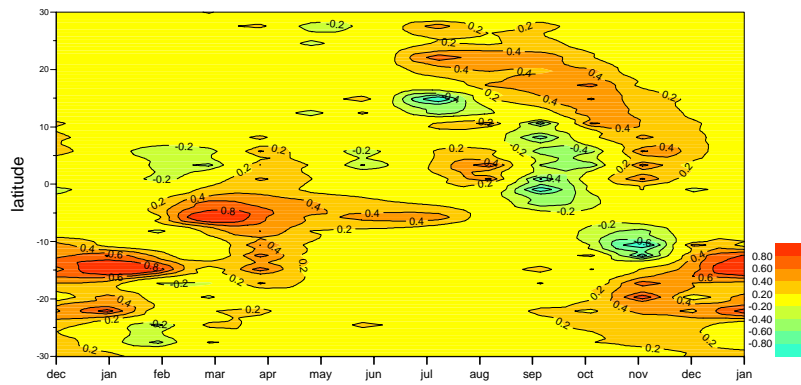


FIG. 3.22 – Evaporation (mm/j) : comme la figure 3.20, mais dans les tropiques.

DRN - MIN



TOT5 - DRN

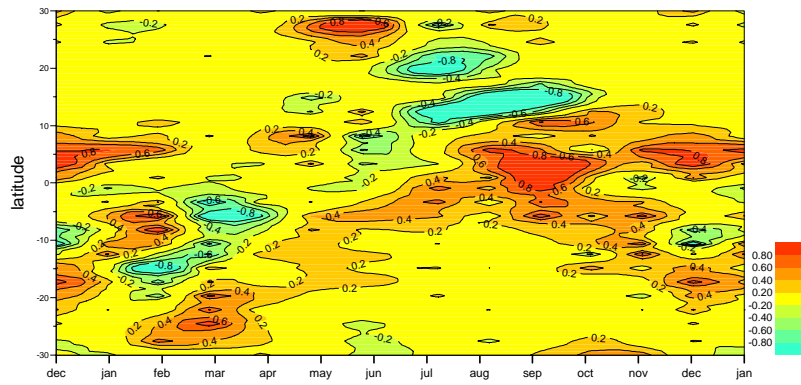


FIG. 3.23 – Convergence d'humidité (mm/j) : voir figure 3.22.

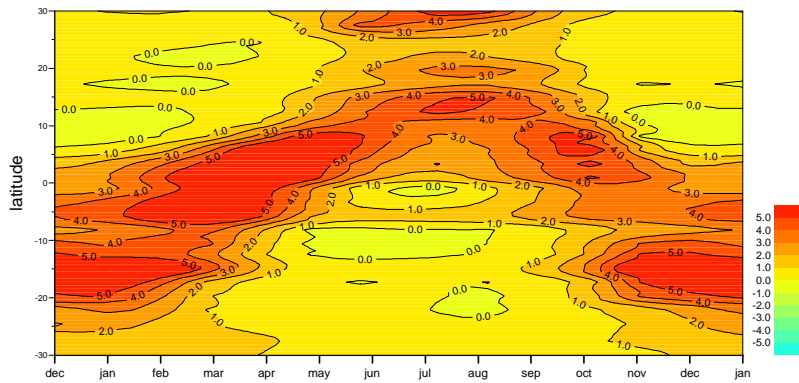


FIG. 3.24 – Convergence d’humidité dans DRN dans les tropiques (mm/j) : moyennes zonales sur les continents en fonction de la latitude et du temps ; isocontours à 1, 2, 3, 4, 5, 6.

ZCIT. Ceci est en accord avec les observations reportées précédemment (section 3.5.2), selon lesquelles la paramétrisation SSV agit avant tout en période de remplissage du sol, alors que la paramétrisation du drainage agit avant tout quand le sol est très humide, et donc pendant la saison des pluies.

Les variations de convergence d’humidité (figure 3.23) sont, avec les deux paramétrisations, centrées sur la ZCIT et dans son voisinage. Elles présentent cependant des caractéristiques différentes par rapport à la ZCIT.

La paramétrisation du drainage entraîne de fortes augmentations de la convergence d’humidité sur la ZCIT de décembre à mai. Ceci correspond aux phénomènes expliqués en janvier (section 2.2.5.1) par le processus proposé par Polcher (1995) : la diminution d’évaporation dans la ZCIT y augmente le flux de chaleur sensible, ce qui augmente le nombre d’événements fortement convectifs, et donc la pluie et la convergence. De juillet à novembre en revanche, la convergence d’humidité diminue sur la ZCIT, mais augmente plus au nord. Ceci correspond au fait que la circulation de Hadley-Walker est fortement perturbée par la mousson indienne dans l’hémisphère Nord en été, et que la paramétrisation du drainage décale la mousson vers le Nord (section 2.2.5.2).

La paramétrisation SSV avec $b=5$ entraîne, de janvier à juillet, une augmentation de la convergence d’humidité sur les bords de la ZCIT, où l’évaporation diminue, et une diminution de la convergence d’humidité au coeur de la ZCIT. Comme nous l’avons montré dans la section 2.3.3.2, la convergence d’humidité des régions moyennement convectives au bord de la ZCIT est moins sensible au flux de chaleur sensible que celle des zones très convectives, si bien que la diminution d’évaporation s’y traduit par une augmentation de la convergence d’humidité. Il est probable que la diminution de convergence d’humidité sur la ZCIT résulte directement de l’augmentation de la convergence dans les régions adjacentes. La figure 3.23 montre enfin que la convergence d’humidité augmente sur la ZCIT d’août à décembre, et qu’elle diminue fortement plus au nord, notamment de juin à septembre. Ceci suggère un déplacement de la mousson indienne d’été vers le sud entre DRN et TOT5, qui est confirmé par la figure 3.25.

Finalement, les deux paramétrisations hydrologiques induisent des changements similaires du cycle hydrologique dans les extra-tropiques car elles y diminuent l’évaporation à la même

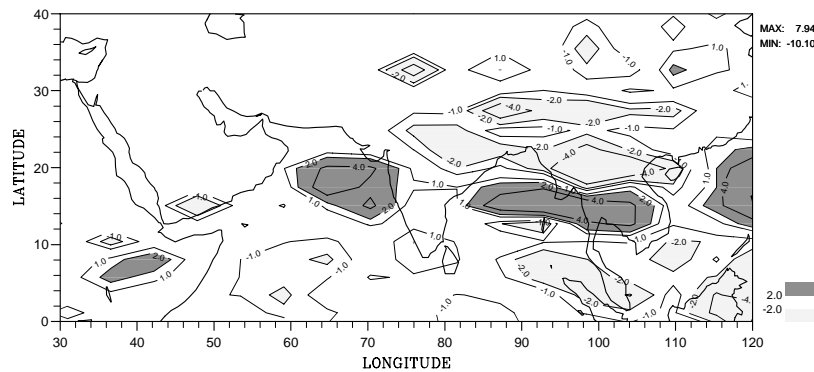


FIG. 3.25 – Différences (TOT5-DRN) de convergence d’humidité en juillet; isolignes à -4, -2, -1, 1, 2, 4 mm/j.

période, en été, quand le stress hydrique est capable de limiter l’évaporation. Alors la diminution d’évaporation entraîne une diminution des pluies par voie de recyclage.

Dans les tropiques au contraire, les deux paramétrisations ne réduisent pas l’évaporation aux mêmes périodes car elles ne sont pas effectives pour les mêmes valeurs d’humidité du sol. Il semble que ce sont ces différences de phasage des anomalies d’évaporation qui expliquent les différences de phasage des anomalies de convergence d’humidité et de précipitation.

Pendant l’hiver boréal, quand la circulation méridienne de Hadley n’est pas perturbée par la circulation de mousson, ces anomalies s’expliquent en référence à l’énergétique de la convection tropicale, selon les mécanismes proposés par Polcher (1995). On peut résumer ces anomalies par le fait que la paramétrisation du drainage entraîne une concentration de la ZCIT, alors que la paramétrisation SSV avec $b=5$ entraîne un étalement méridien de la ZCIT.

La circulation de mousson est elle aussi affectée différemment par les deux paramétrisations. Ceci est très certainement lié à la localisation différente des anomalies d’évaporation pendant l’été boréal, entraînant des anomalies différentes de température et de pression, liées de manière complexe à la circulation de Hadley-Walker.

3.5.4 Résumé et discussion

L’étude des simulations TOT0.5 et TOT5 montre tout d’abord que l’augmentation du paramètre b , caractérisant l’hétérogénéité spatiale à petite échelle des capacités utiles dans la paramétrisation SSV, est capable d’augmenter la réponse du cycle hydrologique à la paramétrisation SSV. Cependant, seule la valeur extrême $b=5$ entraîne des différences vraiment significatives par rapport à la simulation DRN. Ceci est en accord avec les résultats obtenus avec les paramétrisations hydrologiques basées sur une distribution exponentielle de la pluie sur une fraction ε de la maille (appendice C). Ainsi, Bonan (1996), avec un paramètre $\varepsilon=0.6$, trouve une faible sensibilité du MCG CCM2 du NCAR à la représentation de la variabilité sous maille à petite échelle de l’hydrologie. Johnson et al. (1993) ont pour leur part testé la paramétrisation du ruissellement distribué de Entekhabi et Eagleson (1989) dans le MCG du GISS. Ils ont dû fortement augmenter la variabilité sous maille, par une diminution de ε de 0.6 à 0.15, pour observer une sensibilité significative du cycle hydrologique simulé à leur paramétrisation. Les anomalies résultantes sont plus importantes que celles causées dans le MCG du LMD par la

paramétrisation SSV avec $b=5$. Ceci est sans doute lié à la dépendance du ruissellement envers l'intensité des précipitations dans la paramétrisation de Entekhabi et Eagleson. Ce processus, qui correspond au ruissellement de Horton, n'est pas du tout représenté dans la paramétrisation SSV (appendice C).

Avec $b=5$, la paramétrisation SSV entraîne des anomalies d'évaporation, de convergence d'humidité et de précipitation de même amplitude moyenne que celles induites par la paramétrisation du drainage. La diminution d'évaporation causée par les deux paramétrisations entraîne une diminution des précipitations estivales dans les extra-tropiques, par recyclage, ainsi qu'une augmentation de convergence d'humidité dans les tropiques. Cette dernière est dans les deux cas associée à une augmentation de la divergence d'humidité sur les océans, mais elle ne présente pas les mêmes caractéristiques spatio-temporelles dans les deux cas :

- la paramétrisation du drainage est associée à une concentration de la ZCIT, ainsi qu'à un décalage vers le nord de la mousson indienne,
- la paramétrisation SSV avec $b=5$ est associée au contraire à un étalement de la ZCIT, et à un décalage vers le sud de la mousson indienne.

Ces différences semblent liées au fait que les deux paramétrisations ne sont pas effectives aux mêmes valeurs d'humidité et ne changent pas l'évaporation aux mêmes périodes, et elles suggèrent que l'évaporation continentale a une influence notable sur la circulation tropicale.

La compréhension de ces résultats nécessite une étude approfondie de la dynamique de la circulation de Hadley-Walker. Ce travail imposera de réaliser la simulation TOT5 sur 10 ans, car la circulation de Hadley-Walker présente une forte variabilité inter-annuelle, qui ne permet pas des études statistiques rigoureuses sur quatre ans, d'autant plus que la période choisie contient un très fort événement El Niño (1982/83).

Chapitre 4

Interactions de la paramétrisation SSV avec les autres processus hydrologiques

Dans les chapitres 2 et 3, nous avons étudié les effets de la paramétrisation du drainage, de la capacité en eau du sol, et de la paramétrisation SSV du ruissellement sur le cycle hydrologique simulé par le MCG du LMD. Dans ces deux chapitres, chaque paramétrisation est étudiée indépendamment des autres, à l'exception de la paramétrisation SSV, dont l'influence est étudiée en présence de drainage. La conservation de l'eau à long terme dans les simulations étudiées est susceptible d'entraîner des rétroactions variées entre les différentes paramétrisations, puisque celles-ci modifient l'humidité du sol, et que drainage et ruissellement distribué dépendent de cette dernière.

Ce chapitre est consacré à l'étude des interactions de la paramétrisation SSV du ruissellement avec le drainage et la capacité en eau du sol. Un des buts de cette étude est de déterminer si la faible sensibilité du MCG du LMD à la paramétrisation SSV avec $b=0.2$ n'est pas associée au terme de drainage.

4.1 Interactions avec le drainage

Toutes les simulations étudiées dans le cadre de la sensibilité à la paramétrisation SSV comprennent un terme de drainage. Il a été montré dans la section 2.2 que celui-ci diminue significativement l'humidité du sol. Il peut donc exercer une influence sur la sensibilité du cycle hydrologique à la paramétrisation SSV. Nous nous proposons dans ce paragraphe d'étudier la sensibilité du cycle hydrologique à la paramétrisation SSV (avec $b=0.2$ et 5), dans une version de SECHIBA sans drainage, et de comparer cette sensibilité à celle obtenue en présence de drainage.

Par ailleurs, plusieurs auteurs ont testé des modèles d'hydrologie du sol incluant la paramétrisation SSV et un terme de drainage, quoique ce terme soit souvent paramétrisé différemment du nôtre. Le tableau 4.1 récapitule plusieurs paramétrisations du drainage associées à la paramétrisation SSV. La paramétrisation utilisée par Stamm et al. et Wood et al., au sein du modèle hydrologique VIC (pour "Variable Infiltration Capacity") est linéaire, et celle utilisée

TAB. 4.1 – Paramétrisations du drainage associées à la paramétrisation SSV. Dans les deux modèles hydrologiques présentés, le sol ne possède qu’une couche.

Références	SSV	Drainage	
Stamm et al. (1994) Wood et al. (1992)	$b=0.3$ $b=0.01$ à 10	$Q_b = k_b W$	Q_b : drainage W : humidité du sol $k_b=0.005$ jour ⁻¹
Rowntree et Lean (1994)	$b=0.01$ ou 0.5	$Y_g = K_s (W/W_{sat})^c$	Y_g : drainage W : humidité du sol (1 couche) W_{sat} : capacité à saturation $K_s=6.5$ mm.h ⁻¹ $c=8$

par Rowntree et al., si elle n’est pas linéaire, ne présente pas de discontinuité entre deux régimes comme la nôtre. A titre d’exemple, nous nous proposons d’étudier les différences induites sur le cycle hydrologique, mais aussi sur la sensibilité à la paramétrisation SSV, quand notre paramétrisation non-linéaire est remplacée par une paramétrisation linéaire du drainage.

4.1.1 Méthode

Ces études sont réalisées à l’aide de simulations forcées, selon la méthode présentée dans Polcher et al. (1996). Dans ces simulations, l’hydrologie de la surface et du sol est simulée par SECHIBA, mais ce modèle est découplé du MCG : une seule maille est traitée, avec un forçage de tous les champs météorologiques d’entrée. Les données de forçage, qui sont prescrites au pas de temps de 30 minutes, comprennent la température de surface, l’humidité de l’air, le coefficient de frottement, la vitesse horizontale du vent, la pression atmosphérique, la précipitation, le rayonnement solaire et net à la surface. La rugosité et l’albédo de la surface, ainsi que les valeurs initiales de l’humidité du sol et de la température, sont également prescrites.

Cette méthode de forçage ne permet aucune rétroaction de la surface sur l’atmosphère, ce qui empêche toute étude de la dynamique du climat. De plus, le bilan d’énergie n’est pas réalisé dans le modèle forcé, si bien que l’énergie de la surface peut ne pas être conservée. Cette méthode de forçage revient donc à imposer à chaque pas de temps la précipitation et l’évapotranspiration potentielle (figure 4.1). Le forçage présente cependant plusieurs avantages. Tout d’abord, le temps de calcul est considérablement réduit par rapport à un MCG. L’absence de rétroaction est particulièrement intéressante dans le cadre de la comparaison de plusieurs modèles de surface. Comme les différences de comportement de ces modèles à la surface n’entraînent pas de différence dans les champs atmosphériques d’entrée, il est certain que les premières ne sont dues qu’aux différences entre les modèles. Ceci explique que cette méthode de forçage soit largement utilisée dans les programmes d’inter-comparaison des modèles de surface (Henderson-Sellers et al., 1996;

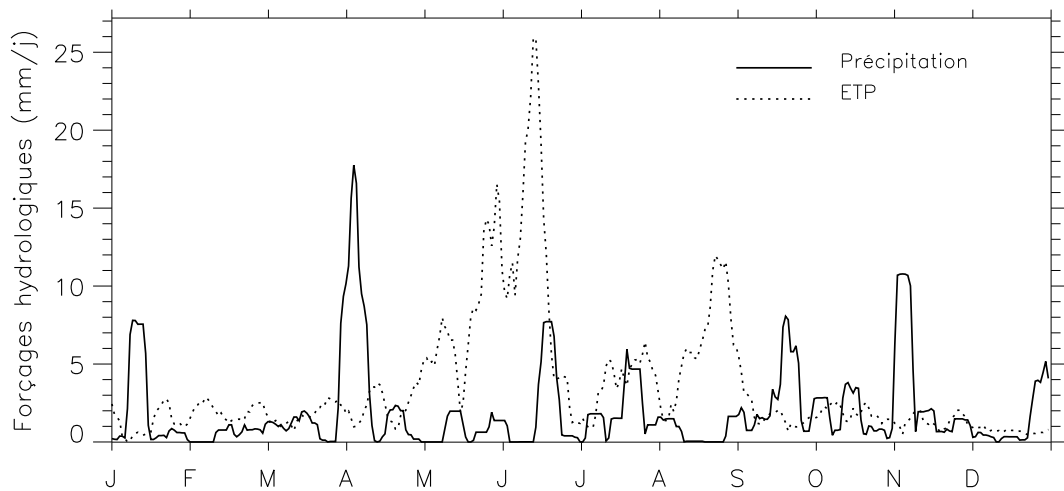


FIG. 4.1 – Modèle de surface forcé : forçage des précipitations et de l'évapotranspiration potentielle ETP (moyenne glissante sur 7 jours).

Polcher et al., 1996).

Les données initiales et celles utilisées pour le forçage à chaque pas de temps proviennent d'une simulation unicolonne¹ du MCG du United Kingdom Meteorological Office (UKMO). Les données de forçage couvrent un an, et correspondent à un climat semi-humide, typiquement celui du sud de l'Angleterre (Polcher et al., 1996). Le forçage hydrologique est présenté sur la figure 4.1. La précipitation est relativement élevée, avec un total annuel de 695 mm. L'évapotranspiration potentielle est maximale en été, quand le rayonnement solaire incident est fort et que la végétation est bien développée. Les maxima d'évapotranspiration potentielle (juin, août) sont anti-corrélés aux maxima de précipitation, car la nébulosité associée aux derniers diminue le rayonnement solaire incident. L'humidité du sol dépend évidemment du modèle de surface, mais les forçages de précipitation et d'évapotranspiration potentielle lui imposent un cycle annuel marqué : le sol est saturé ou presque en hiver, et s'assèche fortement en été.

4.1.2 Description des simulations

Huit simulations sont réalisées avec ce forçage. Dans chacune d'elles, l'évaporation et le stockage de l'eau dans le sol sont, comme dans le MCG, décrites par SECHIBA (Ducoudré et al., 1993). Les huit simulations ne diffèrent que par les paramétrisations du drainage et du ruissellement (tableau 4.2). Les simulations MIN, DRN, TOT et TOT5 constituent des références par rapport aux simulations utilisant le MCG du LMD, et les simulations SSV et SSV5 sont

¹Un modèle unicolonne est également un modèle forcé. À l'intérieur d'une colonne d'air, il représente l'ensemble des processus "physiques" (appendice A), incluant les processus de surface, mais les flux latéraux de masse, d'eau et d'énergie aux limites de la colonne sont forcés à chaque pas de temps par des valeurs simulées par un MCG (celui du UKMO ici).

TAB. 4.2 – Présentation des simulations forcées.

Nom	Drainage	Ruissellement
MIN	Non	“tout ou rien”
SSV	Non	SSV, $b=0.2$
DRN	Oui : non-linéaire	“tout ou rien”
TOT	Oui : non-linéaire	SSV, $b=0.2$
SSV5	Non	SSV, $b=5$
TOT5	Oui : non-linéaire	SSV, $b=5$
DRL	Oui : linéaire	“tout ou rien”
VIC	Oui : linéaire	SSV, $b=0.2$

destinées à étudier l’effet de la paramétrisation SSV quand elle n’est pas associée au drainage.

TAB. 4.3 – Valeur du paramètre du drainage linéaire dans les simulations forcées DRL et VIC.

	D_i^{min} (mm.h ⁻¹)
Couche profonde	0.03
Couche superficielle	0.12

TAB. 4.4 – Simulations forcées MIN, SSV, DRN et TOT : effets annuels des paramétrisations SSV avec $b=0.2$ et du drainage, exprimés en pourcentage du changement maximal (TOT-MIN).

	Paramétrisation “isolée”		Paramétrisation “associée”	
	SSV, $b=0.2$ (SSV-MIN)	drainage (DRN-MIN)	SSV, $b=0.2$ (TOT-DRN)	drainage (TOT-SSV)
Ecoulement total	32 %	81 %	19 %	68 %
Evaporation	32 %	79 %	21 %	68 %
Humidité du sol	40 %	62 %	38 %	60 %

Dans les simulations DRL et VIC, la paramétrisation non-linéaire du drainage décrite dans la section 2.2.2 est remplacée, dans les deux couches de sol, par une paramétrisation linéaire du drainage :

$$D_i = D_i^{min} \frac{W_i}{W_i^{max}} \quad (4.1)$$

avec les mêmes notations que dans les équations du drainage non-linéaire (paragraphe 2.2.2). Dans ce cas particulier, $W_i^{lim} = W_i^{max}$. Par analogie avec la loi linéaire utilisée par Stamm et al. (1994) dans le modèle VIC à une couche de sol, nous avons choisi pour la couche profonde de définir $D_i^{min} = 150 k_b$, 150 mm étant la valeur maximale de la capacité en eau de la couche profonde dans SECHIBA, et k_b étant donné dans le tableau 4.1. Cette valeur est multipliée par 4 pour la couche superficielle du sol, comme dans la paramétrisation non-linéaire du drainage. Les valeurs résultantes de D_i^{min} sont données dans le tableau 4.3.

Le bilan d'eau de la première année simulée n'est équilibré dans aucune des huit simulations. Le forçage est donc répété en prenant comme humidité initiale la valeur obtenue à la fin de la première année, et c'est cette deuxième année, dont le bilan d'eau est équilibré, qui est analysée pour chacune des simulations.

4.1.3 Résultats

4.1.3.1 Drainage non-linéaire et paramétrisation SSV avec $b=0.2$

Le tableau 4.4 compare les effets directs sur l'hydrologie de surface de la paramétrisation du drainage et de la paramétrisation SSV avec $b=0.2$. Les effets d'une paramétrisation sont

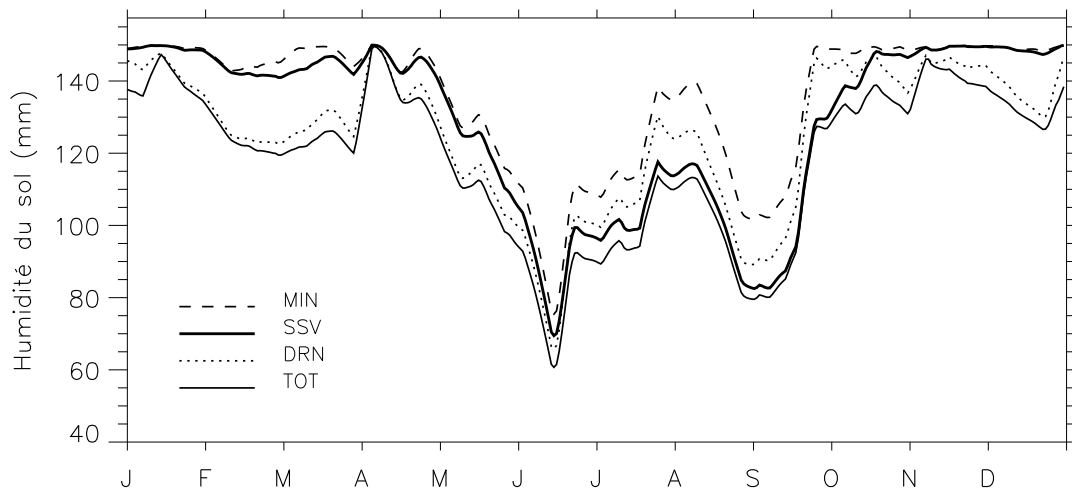


FIG. 4.2 – Modèle de surface forcé : comparaison des humidités du sol (mm) simulées par MIN, DRN, et SSV et TOT ($b=0.2$) (moyenne glissante sur 7 jours).

étudiés quand

- elle est “isolée” : son effet est alors estimé en comparant deux simulations dont aucune n’inclut la deuxième paramétrisation,
- elle est “associée” : les deux simulations comparées pour établir l’effet de la première simulation incluent la deuxième paramétrisation.

Le tableau 4.4 montre tout d’abord que la paramétrisation du drainage a un effet beaucoup plus important que la paramétrisation SSV avec $b=0.2$, que ces paramétrisations soient “isolées” ou “associées”. Il montre également que les deux paramétrisations ont un effet plus fort sur l’écoulement total et l’évaporation lorsqu’elles sont “isolées” que lorsqu’elles sont “associées”. Ceci pourrait expliquer, au moins en partie, la faible sensibilité du MCG du LMD à la paramétrisation SSV avec $b=0.2$, puisque celle-ci est “associée” au drainage dans les simulations étudiées. Cependant, l’humidité du sol répond de manière identique aux deux paramétrisations, que celles-ci soient “isolées” ou “associées”. La figure 4.2 montre le cycle annuel de l’humidité du sol dans les quatre simulations comparées. Il convient de distinguer trois périodes :

- de mi-juin à mi-octobre, la paramétrisation SSV a par ailleurs plus d’effet que la paramétrisation du drainage, car l’humidité du sol de la couche profonde reste le plus souvent en dessous du seuil discriminant les deux vitesses de drainage.

D’autre part, les deux paramétrisations ont plus d’effet lorsqu’elles sont “isolées” que lorsqu’elles sont “associées”. A cette période, on peut considérer que le sol ne peut être amené à saturation par les pluies, si bien que le ruissellement distribué est une fonction croissante de l’humidité du sol (équation 3.30). La diminution de l’humidité du sol par le drainage limite donc l’augmentation du ruissellement par la paramétrisation SSV. De même le drainage étant une fonction croissante de l’humidité du sol, et cette dernière étant diminuée par le ruissellement distribué, l’augmentation du drainage “associé” est plus faible que celle du drainage “isolé”. Ces interactions définissent une compétition entre

le ruissellement distribué et le drainage.

- de mi-octobre à mi-janvier, la couche superficielle est très réduite, et l’humidité du sol de la couche profonde, qui est presque égale à l’humidité totale représentée sur la figure 4.2, est au-dessus du seuil. Le drainage a donc plus d’effet que le ruissellement distribué. Ce dernier a par ailleurs plus d’effet lorsqu’il est associé au drainage que lorsqu’il est isolé : dans ce dernier cas, le sol sature très vite, et le ruissellement distribué est égal au ruissellement “tout ou rien” ; au contraire, en présence de drainage, le sol n’est que rarement saturé, si bien que la paramétrisation SSV est en mesure d’augmenter le ruissellement, par rapport au ruissellement “tout ou rien”
- de mi-janvier à mi-juin, le drainage a beaucoup plus d’effet sur l’humidité du sol que le ruissellement distribué. Pendant cette période, le sol s’assèche², sous l’effet de l’évapotranspiration, qui est le plus souvent supérieure à la précipitation. Il n’y a donc pratiquement pas de ruissellement, et l’écoulement total est essentiellement constitué par le drainage. Cette dominance du drainage sur le ruissellement empêche toute interaction importante entre les deux paramétrisations hydrologiques, si bien que l’humidité du sol réagit de la même façon à une paramétrisation donnée, que celle-ci soit “isolée” ou “associée”.

Le tableau 4.4 montre que la moyenne annuelle de l’évaporation varie plus lorsque les paramétrisations hydrologiques sont “isolées” que lorsqu’elles sont “associées”. En effet, c’est de mi-juin à mi-octobre que l’évaporation est limitée par le stress hydrique, et l’humidité du sol varie plus à cette période lorsque les paramétrisations hydrologiques sont “isolées” que lorsqu’elles sont “associées”. La moyenne annuelle de l’écoulement total traduit également la compétition entre le drainage et le ruissellement distribué à cette période, à cause de l’équilibre hydrologique des simulations, et du couplage entre elles que constitue la précipitation forcée.

En dehors des périodes de saturation, il existe donc une compétition entre le ruissellement distribué et le drainage, qui diminue la sensibilité du cycle hydrologique à la paramétrisation SSV avec $b=0.2$, si celle-ci est examinée en présence de drainage comme c’est le cas dans les expériences utilisant le MCG. Au contraire, quand le sol est saturé dans MIN, la présence du drainage augmente la sensibilité du cycle hydrologique à la paramétrisation SSV, par rapport à sa sensibilité en absence de drainage.

La sensibilité du cycle hydrologique à la paramétrisation SSV avec $b=0.2$ est donc bien modifiée par la présence du terme non-linéaire de drainage décrit en section 2.2.2. A l’échelle du globe, ces modifications peuvent se traduire soit par une augmentation, soit par une diminution de cette sensibilité, selon les régimes hydrologiques des régions considérées.

4.1.3.2 Drainage non-linéaire et paramétrisation SSV avec $b=5$

La figure 4.3 montre que, pendant presque toute l’année, l’effet sur l’humidité du sol de la paramétrisation SSV avec $b=5$ est bien supérieur à celui de la paramétrisation du drainage, que les paramétrisations soient “isolées” ou “associées”. Ceci est particulièrement net de mi-

²La saturation observée début avril n’est qu’une interruption temporaire de cet assèchement

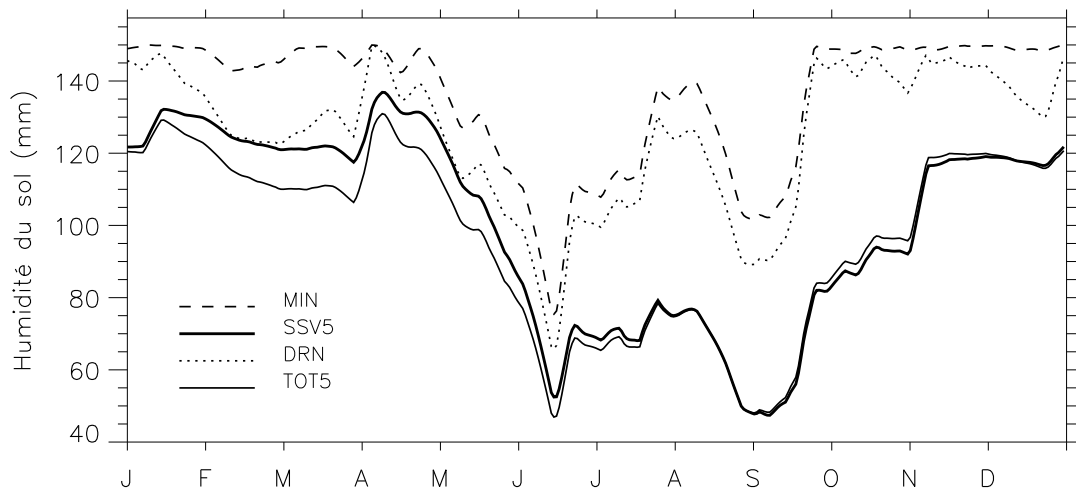


FIG. 4.3 – Modèle de surface forcé : comparaison des humidités du sol (mm) simulées par MIN, DRN, et SSV5 et TOT5 ($b=5$) (moyenne glissante sur 7 jours).

juin à mi-janvier, où la paramétrisation SSV “isolée” a le même effet que l’association des paramétrisations.

La caractéristique principale de cette période reste cependant l’effet dominant de la paramétrisation SSV avec $b=5$ sur l’humidité du sol. Cet effet est si fort qu’il se traduit par une différence dans les humidités maximales en hiver. Ainsi, même de mi-janvier à mi-juin, où la faiblesse de la convergence d’humidité limite fortement le ruissellement distribué, une grande partie des différences d’humidité entre les simulations est liée à l’effet de la paramétrisation SSV, quoique cet effet ait eu lieu au cours de la période de remplissage du sol.

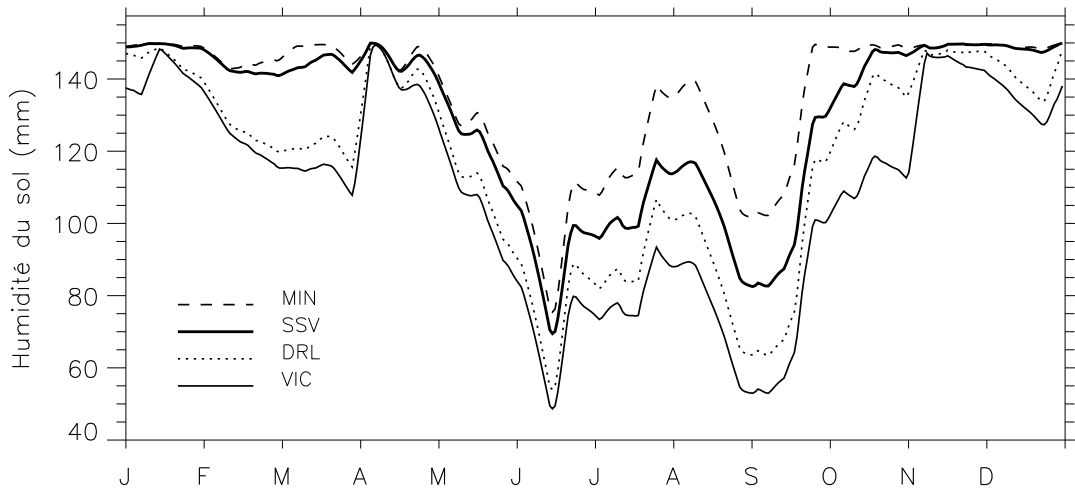


FIG. 4.4 – Modèle de surface forcé : comparaison des humidités du sol (mm) simulées par MIN, DRL, et SSV et VIC ($b=0.2$) (moyenne glissante sur 7 jours).

Malgré la forte dominance de la paramétrisation SSV avec $b=5$ sur l'hydrologie du sol, il peut paraître surprenant que, d'octobre à décembre, son effet soit supérieur à celui de l'association dans TOT5. Ceci s'explique par l'effet de la paramétrisation du drainage sur l'évaporation. Si jusque-là le drainage issu de la couche profonde a seul été étudié, ici intervient le drainage de la couche superficielle vers la couche profonde. La couche superficielle n'est pas permanente et apparaît quand il pleut sur un sol non saturé, ce qui est typique, avec le forçage utilisé, de la période automnale. Quand la couche superficielle est présente, l'évaporation dépend de son humidité relative. Le drainage entre les deux couches diminue l'humidité de la couche superficielle, et donc l'évaporation, et alimente l'humidité de la couche profonde, moins effective pour l'évaporation. C'est ce qui explique que l'humidité totale du sol soit plus forte dans TOT5 que dans SSV5 en automne, quand la couche superficielle fonctionne.

4.1.3.3 Drainage linéaire et paramétrisation SSV avec $b=0.2$

Le but de ce paragraphe est de déterminer l'influence de la loi du drainage sur l'hydrologie du sol, de manière qualitative à travers l'étude de l'humidité du sol. Nous ne détaillerons pas les interactions entre drainage et ruissellement, qui sont similaires à celles expliquées dans le cas du drainage non-linéaire.

De mai à octobre, les humidités simulées par DRL et VIC sont nettement plus faibles que celles simulées par DRN et TOT. En effet, l'humidité du sol est suffisamment faible pour le drainage non-linéaire soit dominé par son régime lent, et le coefficient associé pour la couche profonde est 60 fois plus faible que le coefficient du drainage linéaire. L'évaporation, qui a lieu de mai à octobre, est donc plus sensible à VIC qu'à TOT : alors qu'elle vaut 341 mm/an dans MIN, elle est réduite à 299 mm/an dans TOT, et à 287 mm/an dans VIC.

Au contraire, les figures 4.2 et 4.4 sont très semblables de novembre à avril. Ceci indique que le régime rapide du drainage non-linéaire est similaire au drainage linéaire étudié. En effet,

TAB. 4.5 – Résumé des différences observées entre la simulation Bucket et la simulation VIC par Stamm et al. (1994) : moyennes annuelles sur les continents.

	Bucket	VIC - Bucket
Ecoulement total (mm)	285	39*
Humidité du sol (mm)	67	-25*
Evaporation (mm)	584	-53*
Précipitation (mm)	869	-14
Température de surface (C)	13.3	-0.95*

TAB. 4.6 – Résumé des différences observées entre les MIN et TOT : moyennes annuelles sur les continents.

	MIN	TOT-MIN
Ecoulement total (mm)	480	23*
Humidité du sol (mm)	62	-8*
Evaporation (mm)	566	-49*
Précipitation (mm)	1047	-27
Température de surface (C)	14.0	-0.5*

l'ordre de grandeur des coefficients est le même (tableaux 2.1 et 4.3), et la puissance 1.5 ne joue que peu sur le régime rapide du drainage non-linéaire (figure 2.2).

4.1.4 Résultats de Stamm et al (1994)

Le tableau 4.5 résume la sensibilité du MCG du Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) au modèle VIC (Stamm et al., 1994). Ce modèle, qui présente une couche de sol, un ruissellement distribué par la paramétrisation SSV, avec $b=0.3$, et un drainage linéaire (tableau 4.1), est comparé au modèle Bucket, dans lequel le ruissellement est de type “tout ou rien” et qui ne comporte pas de drainage. Cette expérience de sensibilité est similaire à celle qui compare TOT à MIN (tableau 4.6). VIC induit des variations plus importantes de l'écoulement total et de l'humidité du sol que TOT, ce qui est très certainement lié aux différences en période sèche entre les termes de drainage des deux expériences, comme cela a été mis en évidence à travers les simulations forcées.

Les variations d'évaporation et de précipitation sont en revanche assez similaires dans les deux expériences, et les précipitations sont même davantage diminuées dans TOT que dans VIC, par rapport aux simulations de référence MIN et Bucket respectivement. Ceci peut être dû, au moins partiellement, aux différences entre les climats simulés par les deux MCG. Mais cela peut aussi traduire des différences de sensibilité de l'évaporation à l'humidité du sol. Le sol de VIC

TAB. 4.7 – Présentation des simulations.

	Capacités en eau		Hydrologie du sol	
	Description	Moyenne	Drainage	Ruissellement
DRN5	150/30	129	Non-linéaire	“tout ou rien”
DRN5+SSV	150/30	129	Non-linéaire	SSV, $b=0.2$
TWHC	TWHC	287	Non-linéaire	“tout ou rien”
TWHC+SSV	TWHC	287	Non-linéaire	SSV, $b=0.2$

n'est constitué que d'une seule couche contrairement au sol de SECHIBA dans TOT. Comme nous l'avons vu précédemment, quand la couche superficielle est présente, c'est son humidité qui domine l'évaporation. Or l'humidité de la couche superficielle est davantage réduite que celle de la couche profonde car le drainage est quatre fois plus rapide depuis la couche superficielle que depuis la couche profonde. La différence de conception du couplage entre le fonctionnement du sol et l'évaporation pourrait donc elle aussi expliquer en partie les différences de sensibilité à l'humidité du sol de la part de l'évaporation, et de la précipitation qui en dépend.

4.2 Influence de la capacité en eau du sol

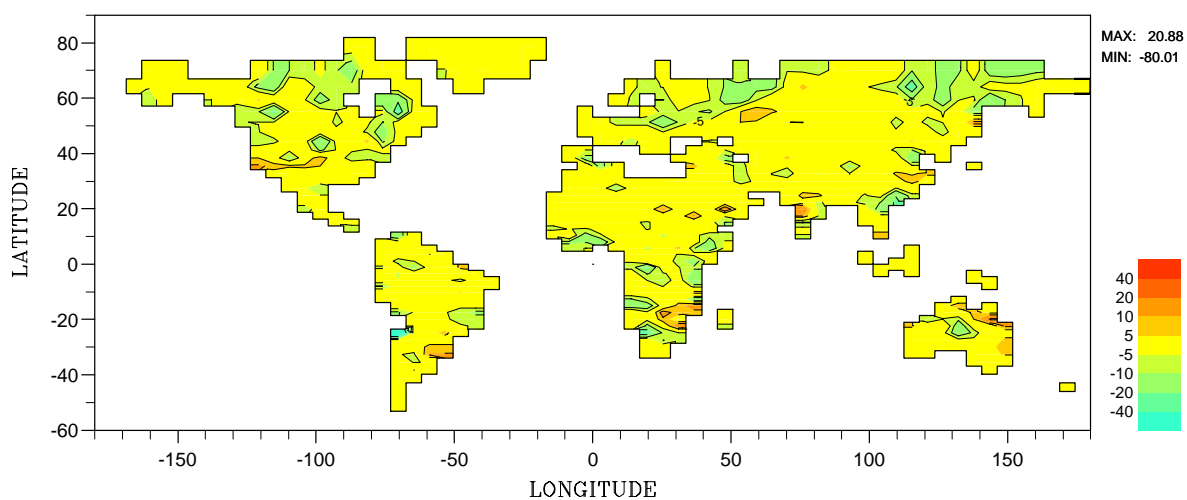
La section 2.3 montre que l'augmentation de la capacité en eau du sol diminue le ruissellement “tout ou rien” et le drainage inclus dans les simulations DRN5 et TWHC étudiées. Le but de ce paragraphe est de déterminer si l'augmentation de la capacité en eau du sol a une influence sur la sensibilité du cycle hydrologique global envers la paramétrisation SSV.

Dans ce but, quatre simulations sont comparées. Elles sont présentées dans le tableau 4.7. Ces quatre simulations de dix ans sont réalisées avec le cycle 5.2 du MCG du LMD, les températures de surface de la mer étant prescrites selon les observations de Reynolds (1988) pendant la période 1979-1988. Les processus de surface sont décrits par SECHIBA (Ducoudré et al., 1993), avec un sol d'une profondeur de 1 m, et la paramétrisation non-linéaire du drainage décrite en section 2.2.2. Les seules différences entre les quatre simulations concernent la capacité en eau du sol et le ruissellement. Les simulations DRN5 et TWHC sont les simulations étudiées dans la section 2.3. La simulation DRN5+SSV est très semblable à la simulation TOT (section 3) : leur unique différence concerne le cycle du MCG du LMD utilisé pour réaliser les simulations (cycle 5.2 pour DRN5+SSV, et cycle 6 pour TOT). L'influence de la capacité en eau du sol sur la sensibilité du MCG à la paramétrisation SSV est étudiée en comparant cette sensibilité :

1. dans le cas d'une capacité en eau moyenne de 129 mm (simulations DRN5+SSV et DRN5)
2. dans le cas d'une capacité en eau moyenne de 287 mm (simulations TWHC+SSV et TWHC)

Le tableau 4.8 résume bien l'influence de la capacité en eau du sol sur la paramétrisation SSV avec $b = 0.2$: cette influence n'est pas significative vis-à-vis du cycle hydrologique moyen.

a $\Delta W : (DRN5+SSV)-DRN5$



b $\Delta W : (TWHC+SSV)-TWHC$

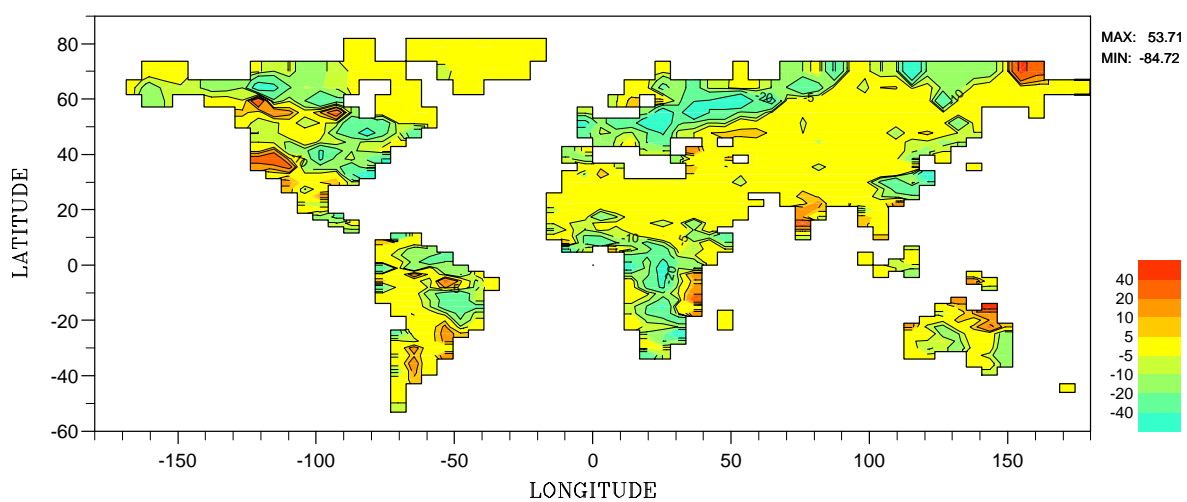


FIG. 4.5 – Sensibilité de l’humidité du sol moyenne (mm) à la paramétrisation SSV ($b=0.2$) : **a** dans le cas d’une capacité en eau moyenne de 129 mm : $(DRN5+SSV)-DRN5$; **b** dans le cas d’une capacité en eau moyenne de 287 mm : $(TWHC+SSV)-TWHC$. Isocontours à -30, -10, -5, 5, 10, 30.

TAB. 4.8 – Résumé des différences de sensibilité du cycle hydrologique continental à la paramétrisation SSV ($b=0.2$), en fonction de la capacité en eau du sol : différences de moyennes annuelles sur les continents. Une différence statistiquement significative au risque $\alpha=0.05$ ($\alpha=0.1$) est indiquée par * (\dagger).

	$\Delta\text{DRN5} =$ (DRN5+SSV)-DRN5	$\Delta\text{TWHC} =$ (TWHC+SSV)-TWHC	ΔTWHC - ΔDRN5
Ruissellement (mm/an)	14	21*	7
Précipitation (mm/an)	-7	-1	6
Evaporation (mm/an)	-5*	-7 \dagger	-2
Convergence d'humidité (mm/an)	-2	6	8
Humidité du sol (mm)	-2.4*	-6.4*	-4*
Drainage (mm/an)	-16*	-15*	1
Ecoulement total (mm/an)	-2	5	7
Température de la surface (C)	0.0	0.0	0.0

La seule variable dont la sensibilité est modifiée quand la capacité en eau du sol augmente est l'humidité du sol moyenne. La figure 4.5 montre que l'augmentation de la sensibilité de l'humidité du sol est localisée dans les ceintures pluvieuses extra-tropicales en hiver (Europe et Etats-Unis) et dans les ceintures pluvieuses associées à la ZCIT dans les tropiques. Dans ces régions en effet, le sol sature au passage des précipitations quand la capacité en eau du sol vaut 150 mm, alors que cette saturation est beaucoup moins fréquente avec les capacités TWHC (Patterson, 1990), qui sont beaucoup plus fortes. Quand les capacités valent 150 mm, le ruissellement distribué et le ruissellement "tout ou rien" sont donc similaires pendant la saison des pluies, et l'humidité n'est alors pas notablement modifiée par la paramétrisation SSV. Au contraire, avec les capacités TWHC, le ruissellement "tout ou rien" est rare même pendant la saison des pluies, si bien que la paramétrisation SSV augmente le ruissellement, et diminue l'humidité du sol. La diminution accrue de l'humidité du sol avec TWHC entraîne dans les extra-tropiques une diminution accrue de l'évaporation en été, qui semble significative. Ce n'est pas le cas dans les tropiques, ce qui est sans doute lié à la forte variabilité du cycle hydrologique dans ces régions.

Finalement, la valeur de la capacité en eau du sol ne semble pas avoir d'influence majeure sur la sensibilité du cycle hydrologique global à la paramétrisation SSV avec $b = 0.2$. Cette sensibilité est très faible avec des capacités en eau de 150 mm, et elle reste très faible quand la capacité en eau du sol augmente. Ceci rejoint ce qui a été établi en comparant TOT à DRN : avec $b = 0.2$, la paramétrisation SSV ne s'exprime significativement que lorsque le sol est loin de la saturation, mais le ruissellement produit est alors tellement faible que son influence quantitative sur le cycle global est négligeable.

4.3 Conclusions

Un des points importants de cette étude était de vérifier que la sensibilité à la paramétrisation SSV avec $b=0.2$ n'est pas atténuée dans les simulations avec le MCG, par les interactions de cette paramétrisation avec les autres éléments de l'hydrologie du sol. Il semble que ce ne soit pas notablement le cas. Dans le MCG, la plus faible sensibilité directe à la paramétrisation SSV ($b=0.2$) est obtenue dans les régions humides. Les études forcées montrant que le drainage tend à augmenter l'effet de la paramétrisation SSV avec $b=0.2$ quand l'humidité du sol est proche de la saturation, il est même envisageable que la présence du drainage puisse augmenter la sensibilité du MCG à la paramétrisation SSV avec $b=0.2$.

Les simulations forcées confirment de plus que c'est le choix des paramètres qui est le déterminant majeur de la sensibilité du cycle hydrologique à une paramétrisation donnée. Ainsi, l'augmentation de b , de 0.2 à 5, change l'équilibre hydrique du sol. D'autre part, l'augmentation du drainage quand l'humidité du sol est faible, en utilisant par exemple une loi linéaire du drainage, permet de diminuer notablement l'humidité du sol et l'évaporation, ce qui est susceptible de modifier le cycle hydrologique global.

Cette étude illustre également la complexité des interactions entre les paramétrisations hydrologiques (hydrologie du sol *et* évapotranspiration). Ceci impose de développer l'hydrologie du sol de manière cohérente avec l'évapotranspiration, et non pas d'étudier ces deux éléments isolément. Un des aspects fondamentaux d'un tel développement cohérent est la validation des flux hydrologiques simulés, qui est développée dans le prochain chapitre.

Chapitre 5

Validation des paramétrisations hydrologiques

Les chapitres 2 et 3 ont montré l'influence de l'hydrologie du sol sur le climat simulé par le MCG du LMD. Il s'agissait d'études de sensibilité, en dehors de toute considération sur le réalisme du climat simulé. Le but d'un MCG étant de représenter correctement ce dernier, il est cependant fondamental de confronter les climats simulés avec les paramétrisations hydrologiques étudiées au climat observé, afin de déterminer si l'une ou plusieurs d'entre elles peuvent améliorer la simulation du climat. Ceci définit la validation d'une paramétrisation.

5.1 Bilan hydrique global

5.1.1 Les estimations

Il existe de nombreuses estimations des flux hydriques à l'échelle du globe. Les trois estimations présentées dans le tableau 5.1 ont été retenues car elles sont récentes, et car leurs différences sont représentatives des variations entre les différentes estimations. Ces variations traduisent un intervalle de confiance assez important autour de chaque estimation (Henning, 1989).

Les précipitations continentales sont principalement estimées à partir de mesures réalisées localement avec des pluviomètres. L'incertitude de ces estimations de précipitation est liée à plusieurs causes. Tout d'abord, la quantité d'eau recueillie dans les pluviomètres tend à être sous-estimée, du fait de l'évaporation depuis le pluviomètre, des éclaboussures hors du pluviomètre, et des effets du vent, qui réduit la précipitation dans le pluviomètre. Ce dernier effet est encore plus fort si la précipitation tombe sous forme de neige, plus légère, et si le pluviomètre est haut, auquel cas le vent est plus fort au niveau de l'orifice. Legates et Willmott (1990) estiment la précipitation continentale à 754 mm/an sans correction, et à 820 mm/an avec correction des biais de mesure dans les pluviomètres.

Par ailleurs, les stations de mesure ne sont pas toujours assez denses en regard de la variabilité des précipitations. Ainsi, même aux Etats-Unis, où la densité des pluviomètres est la plus importante (13000 pluviomètres pour une surface de $7.8 \cdot 10^6$ km²), la mesure locale d'un pluviomètre représente en moyenne la pluviométrie sur une surface de 600 km² (Mather,

TAB. 5.1 – Estimations du bilan hydrique global par unité de surface (mm/an). P, E et Y désignent la précipitation, l'évaporation et l'écoulement total, et C et O désignent les continents et les océans.

Références	P_C	E_C	$Y = P_C - E_C$	P_O	E_O	$E_O - P_O$
Baumgartner et Reichel (1975)	746	480	266	1066	1176	110
Budyko (1978)	800	450	350	1270	1400	130
Henning (1989)	718	442	276	1047	1159	112

TAB. 5.2 – Bilan hydrique global par unité de surface (mm/an), simulé par le MCG du LMD. Pour les notations, voir tableau 5.1. Les cinq premières simulations sont réalisées avec le cycle 6 du MCG du LMD, et les deux dernière avec le cycle 5.2.

Simulations	P_C	E_C	$Y \simeq P_C - E_C$	P_O	E_O	$E_O - P_O$
MIN	1047	566	480	1031	1238	207
DRN	1029	527	501	1022	1238	216
TOT	1021	518	503	1022	1238	216
TOT0.5	1012	507	505	1020	1237	219
TOT5	1008	489	522	1014	1237	225
DRN5	1082	472	606	1160	1403	243
TWHC	1166	660	501	1199	1404	205

1974). Willmott et Legates (1991) montrent que plus le réseau de pluviomètres est lâche, plus les précipitations sont surestimées. Ce résultat s'explique par le fait que les pluviomètres sont plutôt implantés dans les zones habitées, qui sont en général associées aux régions humides, du fait de l'importance de l'eau pour le développement économique. Il existe cependant deux exceptions à cette tendance à la surestimation : en Amérique du Sud, le bassin amazonien, très arrosé, est sous-échantillonné (Willmott et al., 1994) ; dans les régions montagneuses, les pluviomètres sont plutôt localisés dans les vallées, qui sont moins arrosées que les sommets ; dans les deux cas, les précipitations ont tendance à être sous-estimées du fait du biais dans l'échantillonnage spatial.

Enfin, la significativité des estimations est souvent affectée par des discontinuités des séries chronologiques enregistrées (Rasmusson et al., 1992). Ces discontinuités temporelles peuvent être dues au déplacement des pluviomètres ou à des changements d'environnement (défrichage, urbanisation) autour des pluviomètres. Elles sont le plus souvent dues au remplacement des anciens pluviomètres par des pluviomètres moins biaisés (plus bas et avec une protection contre le vent par exemple).

Les estimations d'évaporation et d'écoulement total présentent elles aussi un intervalle de confiance important, dont une cause est la grande variabilité des méthodes utilisées pour obtenir ces estimations. L'évaporation peut être estimée directement à partir de mesures dans des lysimètres, ou grâce à des modèles de bilan radiatif, de bilan hydrique, ou des modèles micro-météorologiques. Dans tous les cas revient le biais dû à l'échantillonnage spatial, auquel s'ajoutent avec les modèles des biais liés au choix du modèle, ainsi qu'aux mesures des autres champs météorologiques utilisés dans ces modèles.

L'écoulement total moyen peut être estimé comme la différence des estimations de précipitation et d'évaporation continentales, qui combine les incertitudes de ces deux estimations. Il peut aussi être estimé à partir de mesures directes du débit des cours d'eau, selon les méthodes décrites dans Watson et Burnett (1995). Les incertitudes de ces estimations sont liées aux incertitudes sur les mesures, ainsi qu'aux discontinuités temporelles associées au déplacement des stations de mesure, et aux interruptions dans les mesures, causées par de fortes crues destructrices par exemple.

Pour finir, les mesures océaniques sont encore plus incertaines, du fait de la très faible densité, tant spatiale que temporelle, des mesures, qui sont le plus souvent réalisées en bateau.

5.1.2 Résultats

Les trois estimations du bilan hydrique global présentées dans le tableau 5.1 sont néanmoins censées fournir une bonne approximation du bilan hydrique réel. La comparaison du tableau 5.1 avec le tableau 5.2 montre tout d'abord que, pour toutes les variables du cycle hydrologiques global annuel, les différences entre les simulations sont bien inférieures aux erreurs systématiques par rapport aux données. La surestimation systématique de la précipitation et de l'évaporation continentale est liée à la surestimation systématique de la convergence d'humidité sur les continents, elle-même associée à la surestimation de la divergence d'humidité depuis les océans. La comparaison des deux tableaux montre également que les différences entre les simulations réalisées avec la même version du MCG du LMD sont inférieures aux différences entre les deux versions utilisées, ce qui indique que l'hydrologie continentale n'est pas l'élément dominant de la surestimation de la convergence d'humidité sur les continents. Il n'est par ailleurs pas possible,

au vu des différences entre les estimations de Budyko (1978) d'une part, et de Henning (1989) et Baumgartner et Reichel (1975) d'autre part, de déterminer si la surestimation de la divergence d'humidité sur les océans dans le MCG du LMD est due à une surestimation de l'évaporation océanique¹, ou au contraire à une sous-estimation de la précipitation océanique.

Du fait de la conservation à long terme de l'eau dans l'atmosphère, la surestimation systématique de la convergence d'humidité sur les continents implique qu'une paramétrisation qui améliore un peu la précipitation continentale par rapport aux observations, détériore d'autant l'évaporation continentale, et inversement. Le choix de la simulation la plus réaliste n'est donc absolument pas clair, au vu de ces résultats.

5.2 Grands bassins versants

Les débits des fleuves constituent des données intéressantes pour la validation des paramétrisations hydrologiques. La mesure directe des débits est en effet relativement aisée, et elle intègre les bilans hydrologiques locaux sur de vastes surfaces, ce qui réduit beaucoup les biais par rapport à des mesures locales de précipitation par exemple. Le débit dépend de plus directement de l'écoulement total, qui est au centre des paramétrisations de l'hydrologie du sol étudiées. Le débit et l'écoulement total ne sont cependant pas directement comparables. Le transport de l'eau dans les fleuves, qui explique les propriétés intégratrices du débit, entraîne un retard du débit par rapport à l'écoulement total moyen sur la surface contributive. Pour pouvoir comparer au cours du temps l'écoulement total simulé au débit observé, il faut soit désagréger le débit (Arnell, 1995), soit intégrer l'écoulement total sous forme de débit. Ceci nécessite un modèle de transport latéral de l'écoulement, au développement duquel est consacré le prochain chapitre. L'hypothèse de stationnarité du climat à long terme permet cependant de comparer les débits moyens annuels aux moyennes annuelles de l'écoulement total dans les bassins versants. Au vu du bilan total sur les continents, une surestimation du débit des fleuves est attendue. Le but de ce paragraphe est d'étudier, au travers des grands bassins versants, la répartition spatiale de cette surestimation.

La figure 5.1 compare les écoulements et précipitations moyens simulés avec le cycle 6 du MCG du LMD aux observations présentées dans l'appendice B. Les bassins sont classés dans l'ordre des moyennes croissantes des débits observés. Dans tous les bassins (sauf celui du Tigre-Euphrate et celui de la Volga), les différences d'écoulement total entre les cinq simulations sont bien inférieures aux différences entre l'ensemble des débits simulés et la moyenne des débits observés. Les différences entre les débits observés (appendice B) sont également inférieures en général à la différence entre la moyenne des observations et l'ensemble des simulations.

La comparaison de la figure 5.1a avec la figure 5.1b montre qu'à l'échelle des grands bassins versants, l'erreur systématique de l'écoulement total simulé reflète, comme à l'échelle globale, l'erreur systématique des précipitations simulées. Ainsi, dans la plupart des bassins versants, l'écoulement total est surestimé, quelle que soit la paramétrisation hydrologique parmi les cinq étudiées, si la pluie est surestimée, et inversement. Quelques bassins échappent à cette règle :

- dans le bassin du Yenissei et de la Lena, l'écoulement total est sous-estimé alors que les

¹Le calcul de l'évaporation océanique dans le MCG du LMD est résumé dans l'appendice A.

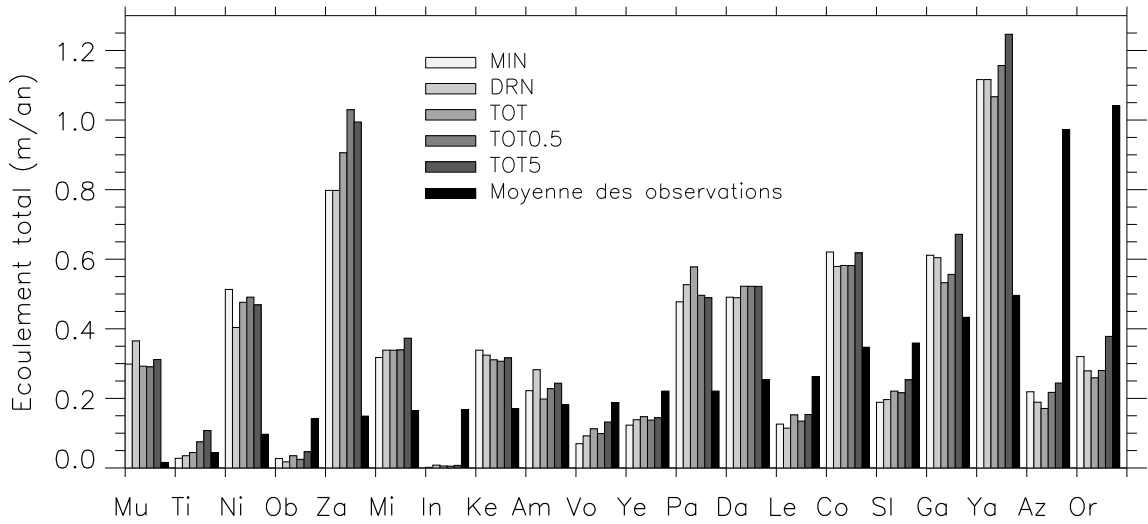
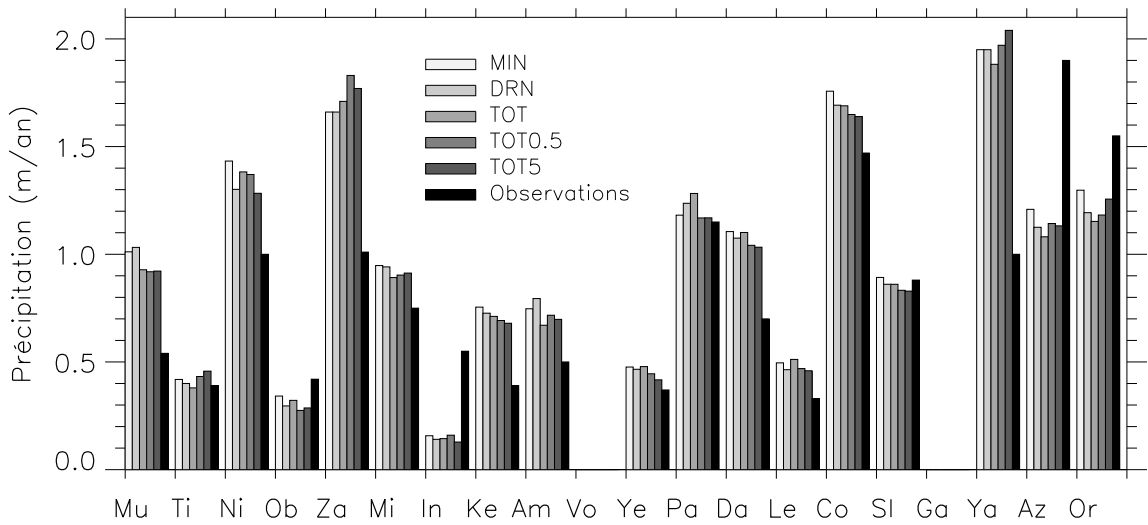
a**b**

FIG. 5.1 – Comparaison des simulations MIN, DRN, TOT, TOT0.5 et TOT5 (moyennes annuelles sur 4 ans) avec des observations, dans les bassins de 18 grands fleuves : **a** écoulement total (m/an) et **b** précipitation (m/an). Les abréviations désignant les fleuves sont définies dans le tableau B.1.

précipitations simulées sont supérieures aux précipitations observées. Le débit des fleuves sibériens est dominé par une débâcle brutale causée par une fonte massive de la neige sur un sol gelé. Le gel du sol en diminue la capacité en eau effective puisque l'eau ne peut s'y infiltrer. Le gel du sol n'est pas pris en compte dans le MCG du LMD, ce qui peut expliquer la sous-estimation de l'écoulement total, par surestimation de l'infiltration au moment de la fonte des neiges. La sous-estimation de l'écoulement total pourrait également traduire une mauvaise représentation de la chute et/ou de la fonte des neiges.

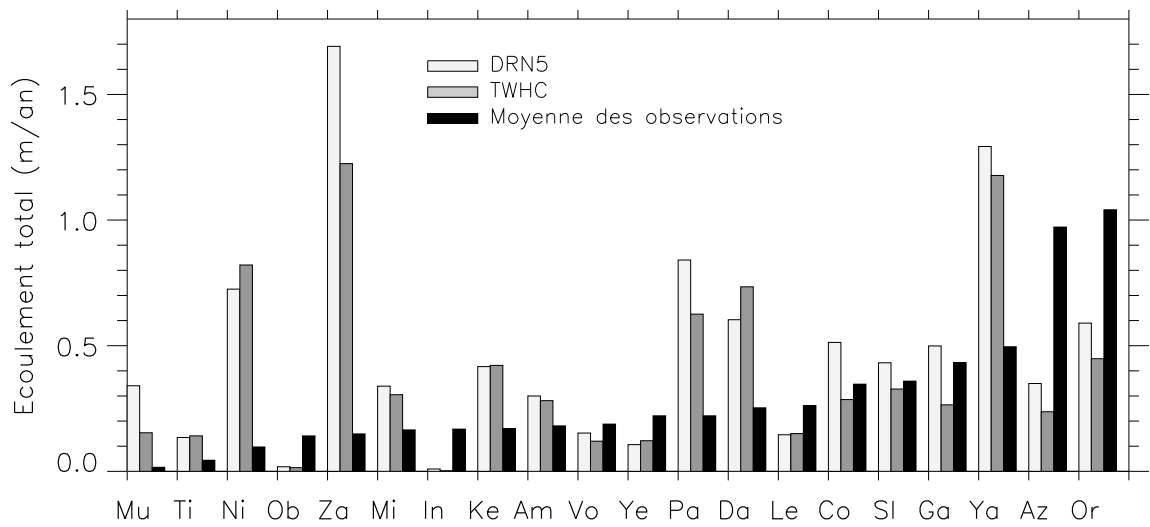
- dans le bassin du Saint-Laurent, les pluies simulées sont très proches des pluies observées mais l'écoulement total est sous-estimé. Le tableau B.1 montre que la surface du bassin du Saint-Laurent dans le MCG du LMD est plus faible que celle utilisée par Russel et Miller (1990) pour évaluer la précipitation moyenne. Ceci fausse la comparaison des précipitations simulées et observées.
- dans le bassin du Paraná enfin, les précipitations simulées représentent assez bien les précipitations observées, mais l'écoulement total simulé est surestimé. Le bassin du Paraná comporte des zones arides (avec des lacs salés et des endoréismes). Il doit donc y avoir dans la réalité une évaporation importante de l'eau libre du fleuve qui, n'étant absolument pas représentée dans le MCG, pourrait expliquer la surestimation de l'écoulement total simulé par ce dernier. Un tel processus est bien identifié pour le Niger (Rodier, 1985). Il contribue sans doute à expliquer, couplé avec l'excès de précipitation, la forte surestimation de l'écoulement total dans ce bassin. Le même processus est sans doute à l'origine de la très forte surestimation de l'écoulement total dans le bassin de la rivière Murray en Australie.

Finalement, bien que la surestimation des précipitations en moyenne sur les continents n'affecte pas l'ensemble des bassins versants, cette étude régionale confirme que la paramétrisation du drainage, tout comme la paramétrisation SSV (même avec $b=5$), ont une influence négligeable sur l'erreur systématique du cycle hydrologique simulé. Cette étude suggère de plus qu'une part des différences régionales entre les débits simulés et observés dépend du fait que des processus hydrologiques particuliers à certaines zones ne sont pas représentés dans le MCG du LMD.

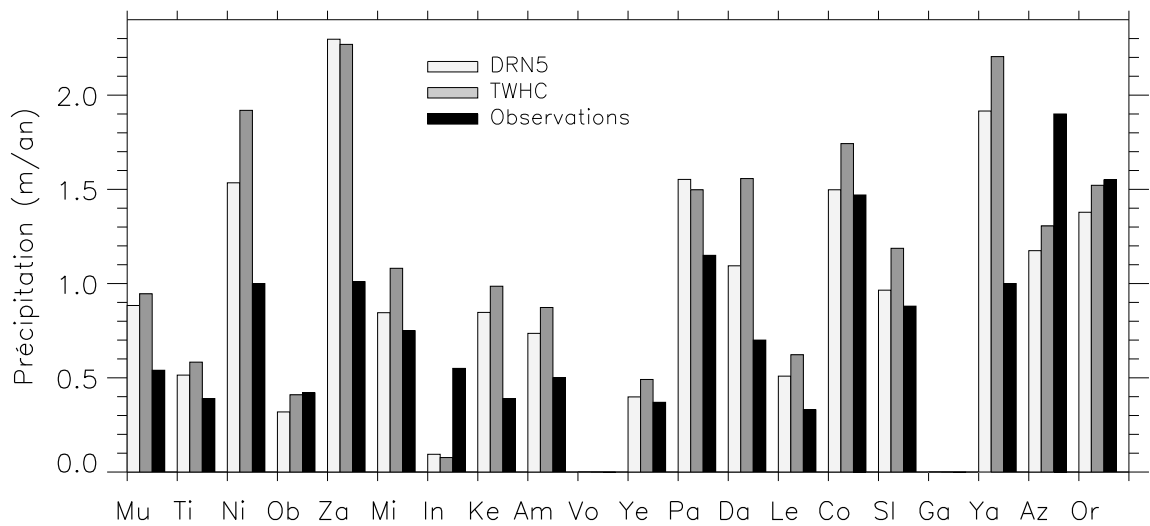
Les simulations effectuées avec le cycle 5.2 (DRN5 et TWHC) et avec le cycle 6 du MCG du LMD ne sont pas directement comparables car le cycle hydrologique est différent dans ces deux cycles (tableau 5.2). La figure 5.2 montre cependant, comme la figure 5.1, que dans la plupart des bassins versants, l'erreur systématique de l'écoulement total simulé est liée à l'erreur systématique de la précipitation simulée. L'exception des fleuves sibériens est par ailleurs confirmée, et généralisée au bassin de l'Ob. La figure 5.2 présente néanmoins une différence importante par rapport à la figure 5.1 : les différences entre DRN5 et TWHC sont plus fortes que les différences entre les cinq simulations MIN, DRN, TOT, TOT0.5 et TOT5, tant pour l'écoulement total que pour la précipitation. En d'autres termes, l'augmentation de la capacité en eau du sol de 123 à 287 mm en moyenne entraîne un déplacement plus important de l'état d'équilibre du cycle hydrologique global que les paramétrisations du drainage et du ruissellement distribué.

La figure 5.2c montre que, dans tous les bassins versants où l'écoulement total simulé est surestimé, l'augmentation de la capacité en eau du sol améliore le rapport de l'écoulement total sur la pluie. La portée de cette conclusion est cependant limitée, car ce résultat doit autant à la

a



b



c

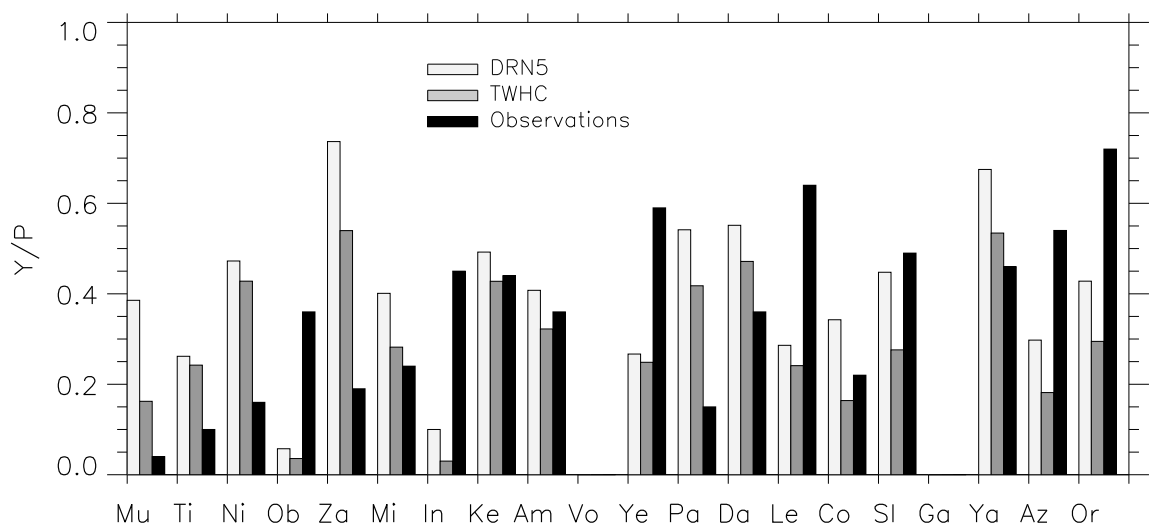


FIG. 5.2 – Comparaison des simulations DRN5 et TWHC (moyennes annuelles sur 9 ans) avec des observations, dans les bassins de 18 grands fleuves : voir figure 5.1.

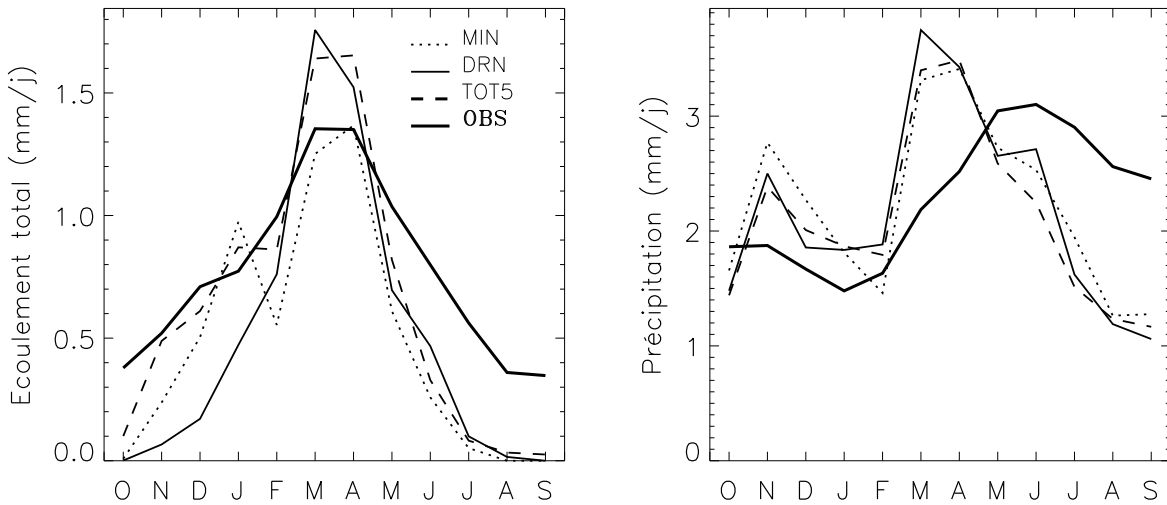


FIG. 5.3 – Bassin du Mississippi : comparaison des cycles annuels moyens (4 ans) de l'écoulement total et de la précipitation, simulés par MIN, DRN et TOT5, et observés.

diminution de l'écoulement total (qui valide positivement l'augmentation de la capacité en eau), qu'à l'augmentation des précipitations, qui sont déjà surestimées dans le MCG.

5.3 Bassin du Mississippi

Les figures 5.3 et 5.4 comparent, sur le bassin du Mississippi, les cycles annuels moyens de l'écoulement total et de la précipitation simulés, dans les cycles 6 et 5.2 respectivement, avec des observations (Wallis et al., 1991). L'écoulement total observé par unité de surface est estimé comme le rapport du débit mensuel sur la surface contributive. Etant donné le grand nombre de stations ainsi analysées, cette méthode donne une approximation raisonnable de l'écoulement total à l'échelle de temps mensuelle, ce qui évite le recours à un modèle de routage.

Pour la comparaison de MIN, DRN et TOT5 avec les observations, trois mailles très arrosées des Rocheuses ont été enlevées du bassin versant simulé, comme en section 3.5.2. Seule une fraction de ces mailles, situées en bordure du bassin, recouvre le bassin versant réel dont sont issues les observations. La précipitation simulée étant fortement surestimée dans ces mailles, leur élimination de la moyenne améliore sensiblement la précipitation moyenne simulée sur le bassin, qui est elle-même surestimée sur le bassin complet de 21 mailles.

La figure 5.3 montre que, dans les trois simulations, l'écoulement total est sous-estimé en été, ce qui est dû à la sous-estimation des précipitations à cette période. La paramétrisation SSV avec $b=5$, en augmentant l'écoulement total d'octobre à janvier, pendant la période de remplissage du sol (section 3.5.2), en améliore le cycle annuel par rapport à DRN. Il est ici difficile d'évaluer l'intérêt de la paramétrisation du drainage : l'écoulement total est en effet plus proche des observations sans cette paramétrisation (MIN), mais c'est au détriment des

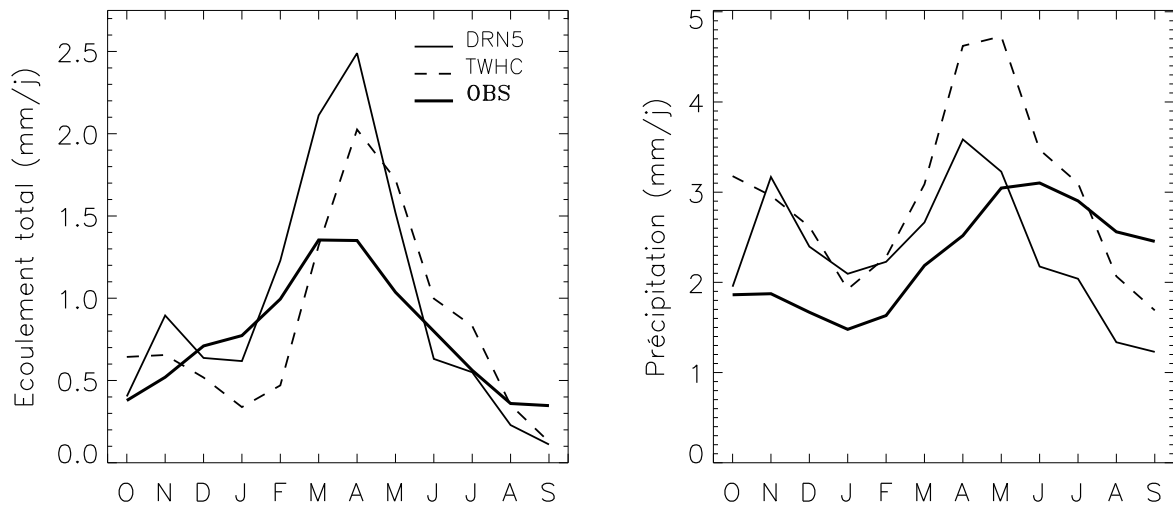


FIG. 5.4 – Bassin du Mississippi : comparaison des cycles annuels moyens (9 ans) de l'écoulement total et de la précipitation, simulés par DRN5 et TWHC, et observés

précipitations, qui surestimées dans les trois simulations d'octobre à janvier, le sont encore plus dans la simulation MIN.

Les cycles annuels de précipitation et d'écoulement total simulés par DRN5 et TWHC (figure 5.4) sont établis sur le bassin complet du Mississippi. Dans ce bassin la capacité en eau du sol vaut 150 mm dans DRN5 et 326 mm dans TWHC. La figure 5.4 montre tout d'abord que le cycle annuel des pluies est plus en phase avec le cycle observé et que les pluies estivales sont plus importantes dans TWHC que dans DRN5. Ce dernier point est particulièrement intéressant car la sous-estimation des pluies estivales dans le MCG nuit beaucoup au réalisme du cycle hydrologique du bassin du Mississippi. Cependant, la moyenne des pluies est davantage surestimée dans TWHC que dans DRN5, ce qui contrebalance l'amélioration précédente.

La moyenne annuelle de l'écoulement total est plus proche des observations (279 mm/an) dans TWHC (339 mm/an) que dans DRN5 (382 mm/an). L'augmentation de l'écoulement total en été dans TWHC, du fait de l'augmentation des pluies à cette période, est également un bon point, même si cette augmentation est faible. En revanche, l'augmentation de la capacité en eau du sol entre DRN5 et TWHC provoque un retard important du maximum d'écoulement total dans TWHC, par rapport à DRN5 et aux observations. Au vu de la figure 5.3, il semble possible que l'augmentation trop brutale et trop tardive de l'écoulement total dans TWHC puisse être améliorée par l'inclusion de la paramétrisation SSV avec $b=5$. Cependant, les précipitations resteraient très fortement surestimées, et il faudrait considérer également l'évaporation dans le bassin.

5.4 Conclusions

Ni la paramétrisation du drainage, ni la paramétrisation SSV, même avec $b=5$, n'entraînent de modification notable du cycle hydrologique moyen en regard de son erreur systématique, bien que ces deux paramétrisations aient un effet significatif sur les caractéristiques spatiales et temporelles du cycle hydrologique simulé (section 3.5.3.2).

L'augmentation massive de la capacité en eau du sol entraîne des changements beaucoup plus prononcés du cycle hydrologique. Elle améliore en général l'écoulement total en le réduisant, mais elle augmente notablement les pluies continentales, qui sont elles en général trop fortes. De même, elle augmente notablement l'évaporation continentale moyenne qui est elle aussi surestimée dans le MCG du LMD.

L'influence des paramétrisations étudiées sur le réalisme du cycle annuel des variables hydrologiques ne peut être considérée que de manière qualitative, étant donné les erreurs systématiques sur les moyennes annuelles. Dans le cas particulier du bassin du Mississippi, la paramétrisation SSV avec un fort b semble améliorer le cycle annuel de l'écoulement total, et la moyenne annuelle de cette variable est plus proche de la moyenne observée avec forte capacité en eau (TWHC). Stamm et al. (1994) ont montré qu'une forte augmentation de b et de la capacité en eau simultanément, est peu sensible dans le MCG du GFDL par rapport à une simulation incluant drainage et paramétrisation SSV ($b=0.3$), et une capacité en eau du sol de 150 mm (modèle VIC, section 4.1.4). Les précipitations sont notamment peu différentes dans les deux simulations, mais les auteurs n'ont pas étudié les modifications régionales du cycle annuel des variables hydrologiques. Un tel travail semble cependant très intéressant au vu des résultats de l'étude de sensibilité menée dans cette thèse avec le MCG du LMD.

Chapitre 6

Transport latéral de l'eau dans les bassins versants

“ Je vois les longs tracés des fleuves de la terre,
Je vois l'Amazone et le Paraguay,
Je vois les quatre grands fleuves de la Chine : l'Amour,
Le Fleuve jaune, le Yang-tsé-kiang et le Si-kiang,
Je vois où coule la Seine, et où le Danube,
La Loire, le Rhône et le Guadalquivir,
Je vois les méandres de la Volga, du Dniépr, de l'Oder,
Je vois le Toscan descendre l'Arno,
Et le Vénitien suivre le cours du Pô ”
Walt Whitman, *Salut au Monde*

6.1 Introduction

Ce chapitre présente le développement d'un modèle de transport latéral à grande échelle de l'écoulement total simulé par le MCG du LMD. Le but d'un tel modèle, basé sur une représentation réaliste du relief, est de concentrer l'écoulement total aux exutoires des rivières, et de représenter le retard (dû au transport) du débit à l'exutoire par rapport à l'écoulement total moyenné sur le bassin.

La simulation du débit des rivières présente de nombreux intérêts pour l'étude du climat. Tout d'abord, les débits observés constituent des données intéressantes pour la validation des paramétrisations hydrologiques, comme cela a été expliqué dans le chapitre 5. Ce chapitre a néanmoins montré qu'en l'absence de modèle de transport latéral de l'écoulement simulé, l'intérêt des débits observés pour la validation est limité par la nécessité de comparer les moyennes annuelles des débits observés et des écoulements simulés. Cette limite est levée si l'on dispose d'estimations d'écoulement (mm/j) à partir des mesures de débit (m^3/s), mais ces estimations sont encore très rares. A ma connaissance, seuls Wallis et al. (1991) pour le bassin du Mississippi, et Arnell (1995) pour l'Europe occidentale, proposent sous forme numérique ce type d'estimation qui est directement comparable à l'écoulement total simulé par les MCG.

D'autre part, les flux d'eau douce dans les océans, en changeant la salinité, influencent la circulation thermohaline des océans (Schiller et al., 1996), et donc leur température, qui influence

en retour l'atmosphère. Mysak et al. (1990) suggèrent par exemple que les variations de débit des fleuves alimentant l'océan Arctique modifient le transport de glace de mer à travers le détroit de Fram, ce qui induirait des anomalies de salinité et de circulation dans cet océan. Par ailleurs, l'eau douce est plus légère que l'eau salée, et une baisse de salinité en surface peut entraîner la création d'une couche d'eau relativement isolée thermiquement. Aux basses latitudes, une telle couche présenterait une anomalie positive de température. Si une telle hypothèse se vérifiait, les forts débits des fleuves à ces latitudes (Amazone, Zaire) pourraient être associés à des changements de convergence et de convection. Ces deux exemples illustrent l'importance d'une représentation correcte des débits des fleuves dans l'objectif du couplage d'un MCG atmosphérique avec un MCG océanique.

Enfin, la simulation des débits des fleuves à grande échelle trouve également une application dans l'étude de l'évolution des ressources en eau associée au changement global (Loaiciga et al., 1996).

Le point de départ du modèle de transport latéral à grande échelle de l'écoulement simulé est le Modèle Couplé développé par Ledoux (1980). Ce modèle tient compte des écoulements de surface, des écoulements souterrains, et de leur couplage, pour simuler le débit d'un bassin versant à partir d'un forçage climatique comprenant la pluie et l'évapotranspiration potentielle. Le Modèle Couplé a été utilisé avec succès pour simuler les débits de plusieurs rivières françaises :

- la Caramy, qui draine un bassin de 250 km² dans le Var (Ledoux, 1980),
- la Haute-Lys, qui draine un bassin de 85 km² dans le Pas de Calais (Ledoux, 1980),
- un ensemble de rivières appartenant à la zone d'étude du projet HAPEX-MOBILHY en Aquitaine, drainant une surface total supérieure à 14500 km² (Boukerma, 1987),
- la Fecht, qui draine un bassin de 450 km² dans les Vosges (Ambroise et al., 1995).

Il est également en cours d'application sur la partie française du bassin du Rhône, qui draine une surface de 87000 km² (Habets et al., 1996). Dans cette application, le Modèle Couplé sera couplé avec le modèle atmosphérique méso-échelle du Centre National de la Recherche Météorologique, incluant le modèle de surface ISBA (Noilhan and Planton, 1989).

La démarche adoptée pour simuler le débit des grands fleuves est de forcer le Modèle Couplé par le MCG du LMD. Le principal problème rencontré au cours de ce travail est lié au choix d'une résolution spatiale pour le Modèle Couplé. En effet, la surface des grands bassins versants (tableau B.1) est de plusieurs ordres de grandeur supérieure à celle des bassins jusque-là modélisés par le Modèle Couplé. Au cours de ce chapitre, nous commencerons par décrire le Modèle Couplé, puis nous présenterons en quoi il a été adapté aux contraintes liées aux grandes échelles. Nous continuerons par la présentation et la discussion des débits simulés, avant de conclure sur les perspectives de ce travail de développement.

Je tiens ici à souligner que ce travail n'aurait pas été possible sans une collaboration active de Catherine Golaz-Cavazzi et d'Emmanuel Ledoux de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, et d'Etienne Leblois du Cemagref de Lyon. Emmanuel Ledoux a accepté sans la moindre réserve de mettre le Modèle Couplé à ma disposition, et il a fourni de précieux conseils pour sa simplification. Etienne Leblois m'a beaucoup appris sur l'hydrologie en général

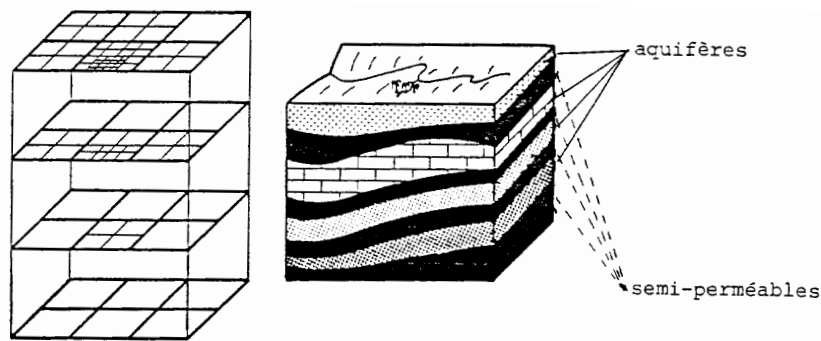


FIG. 6.1 – Principe de la schématisation multicouche. D'après Ledoux (1980).

et sur l'extraction des réseaux de drainage en particulier, et il a mis à mon entière disposition les outils informatiques nécessaires pendant trois longues semaines. Enfin, Catherine Golaz-Cavazzi a fourni un travail important sur les réseaux de drainage, et pris en charge l'adaptation informatique du Modèle Couplé, qu'elle m'a d'autre part grandement aidée à comprendre. Je tiens ici à leur renouveler l'expression de ma profonde gratitude, ainsi qu'à Ghislain de Marsily, du Laboratoire de Géologie Appliquée, qui a supervisé cette collaboration.

6.2 Le Modèle Couplé MC

6.2.1 Discrétisation

Le Modèle Couplé est un modèle hydrologique tridimensionnel qui décrit les écoulements latéraux en surface et dans les aquifères¹, et les transferts verticaux entre surface et aquifères. Le mode de discrétisation dérive de la schématisation multicouche classique en hydrogéologie (figure 6.1). On distingue une couche de surface et un nombre variable de couches souterraines, qui représentent les aquifères. Chacune des couches est découpée en mailles carrées, lesquelles peuvent être sous-maillées. Le Modèle Couplé autorise quatre niveaux d'emboîtement. Cette discrétisation en mailles carrées emboîtées fut à l'origine développée pour les couches souterraines (Ledoux, 1975), où l'information (relevés piézométriques² et géologiques) est souvent répartie irrégulièrement. Elle permet par ailleurs de diminuer le coût numérique du modèle, en limitant la discrétisation fine aux zones nécessaires. En particulier, une représentation correcte des échanges verticaux entre les nappes et les rivières nécessite une discrétisation fine au niveau des cours d'eau.

A la discrétisation de la couche de surface est associée la définition du réseau de drainage : à chaque maille est associée une direction de drainage unique parmi quatre directions possibles (Nord, Est, Sud, Ouest). Chaque maille n'est donc hydrologiquement connectée qu'avec une seule maille avale, et un arbre d'écoulement unique relie une maille à un exutoire lui aussi unique. Ceci empêche la représentation des écoulements divergents, de type delta par exemple. Le couplage

¹Un aquifère est défini comme une zone saturée. On parle aussi de nappe.

²Le niveau piézométrique est un autre nom pour le potentiel hydrique (section 2.2.1).

entre les écoulements superficiels et les écoulements souterrains est réalisé par des transferts verticaux au niveau de mailles dites *mailles rivières*, qui constituent le *réseau hydrographique principal*. Les autres mailles du réseau de drainage forment la *zone de ruissellement pur*. On définit un *sous-bassin* comme l'ensemble des mailles de la zone de ruissellement pur qui sont drainées par une maille rivière donnée.

A l'origine, le réseau de drainage était construit à la main à partir de données topographiques. Cavazzi (1995) a récemment adapté, pour le Modèle Couplé, une méthode automatique d'extraction du réseau de drainage (Leblois, 1993). Une base de données numériques d'altitude (ou modèle numérique d'altitude MNA) est traitée avec un Système d'Information Géographique (SIG). Au cours de la dernière décennie, de nombreux travaux ont concerné le développement d'algorithmes d'extraction de réseaux de drainage à partir de MNA (Band, 1986; Moore and Grayson, 1991; Tarboton et al., 1991; Maidment, 1996). Leblois (1993) a enrichi le SIG *IDRISI* pour :

- interpoler le MNA à la résolution imposée par les plus petites mailles du maillage carré emboîté,
- estimer les directions d'écoulement à partir des directions de plus grande pente,
- déterminer le réseau de drainage par une procédure récursive depuis l'exutoire vers l'amont du bassin. A ce stade il peut survenir des problèmes de discontinuité du réseau de drainage numérique par rapport au réseau réel. Ces problèmes, qui seront détaillés dans la section suivante, doivent encore être résolus manuellement,
- déterminer le réseau hydrographique principal. Il est défini comme l'ensemble des mailles qui drainent une surface supérieure à une valeur seuil.

L'algorithme de Cavazzi (1995) utilise ces données pour définir les réseaux, de drainage et hydrographique principal, optimaux dans le maillage carré emboîté.

La discrétisation temporelle est variable. Le pas de temps peut aller de l'heure à plusieurs jours. Le choix du pas de temps est en pratique conditionné par le pas de temps du forçage atmosphérique, ainsi que par la rapidité de réponse du bassin.

Le système ainsi décrit, qui peut comprendre plusieurs bassins versants ou morceaux de bassins versants, est un système ouvert. Les échanges avec le milieu extérieur sont : d'une part, les échanges avec l'atmosphère, et les apports latéraux en limite de la couche de surface et des couches souterraines, qui doivent être prescrits ; d'autre part, les écoulements aux exutoires des bassins, qui sont calculés par le modèle.

6.2.2 Paramétrisation hydrologique de surface

Le but de cette paramétrisation est de répartir la pluie prescrite à chaque pas de temps entre ruissellement, infiltration, évaporation et stockage d'eau dans le sol. Cette répartition obéit à des principes très schématiques (figure 6.2), et correspond parfaitement à ce que nous avons appelé paramétrisation hydrologique de surface dans la première partie de cette thèse.

A chaque pas de temps, la lame d'eau à écouler $EAU(t)$ est calculée au niveau d'un

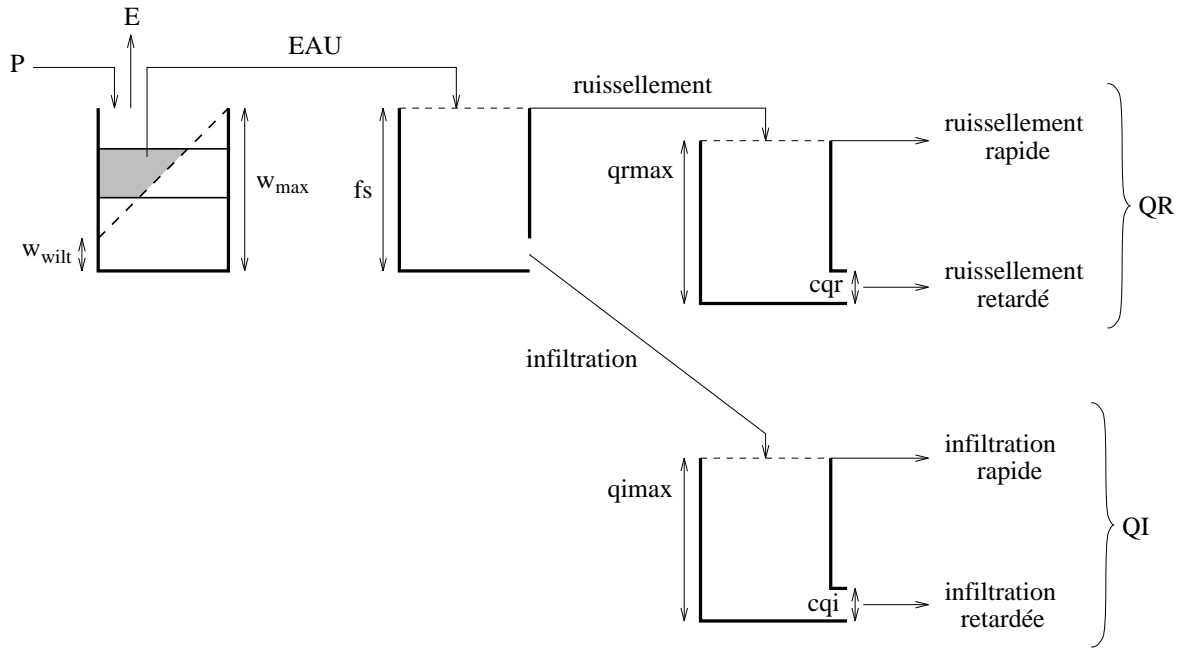


FIG. 6.2 – Paramétrisation hydrologique de surface du Modèle Couplé. Pour les notations, voir le texte.

premier réservoir (réservoir de bilan), en fonction de la pluie $P(t)$ prescrite pour le pas de temps de considéré, de la quantité d'eau $W(t)$ stockée dans le réservoir au début du pas de temps, et de deux paramètres : w_{wilt} , équivalent à un point de flétrissement, et w_{max} , qui est la capacité du réservoir. Schématiquement, $EAU(t)$ est constituée de la précipitation $P(t)$ qui déborde éventuellement du réservoir, et d'une fonction quadratique de la précipitation infiltrée dans le réservoir (Ledoux, 1980). L'évaporation $E(t)$ est alors calculée comme :

$$E(t) = \min[ETP(t), W(t) + P(t) - EAU(t)] \quad (6.1)$$

où $ETP(t)$ est l'évapotranspiration potentielle prescrite pour le pas de temps. Le principe de conservation de l'eau permet alors de calculer la quantité d'eau $W(t+dt)$ stockée dans le réservoir au début du pas de temps suivant.

Un second réservoir a ensuite pour tâche de répartir la lame d'eau à écouler $EAU(t)$ en une lame ruisselée et une lame infiltrée, en fonction d'une capacité d'infiltration fs : la lame infiltrée vaut $\min[EAU(t), fs]$, et la lame d'eau ruisselée est son éventuel complémentaire.

Deux autres réservoirs peuvent ensuite apporter un retard à ces quantités, selon un mécanisme de vidange exponentielle régi par les coefficients de tarissement cqr et cqi . Le ruissellement et l'infiltration rapides sont occasionnés par le débordement des réservoirs, qui est défini par rapport aux capacités de stockage q_{rmax} et q_{imax} .

La loi de vidange exponentielle décrit l'évolution du contenu en eau d'un réservoir linéaire en condition de tarissement. Un réservoir est dit linéaire si l'écoulement Q depuis ce réservoir est proportionnel à la quantité d'eau S dans le réservoir :

$$Q = kS \quad (6.2)$$

On parle de tarissement si le réservoir n'a pas de source d'eau, si bien que l'écoulement vide le réservoir :

$$\frac{dS}{dt} = -Q = -kS \quad (6.3)$$

L'intégration de cette équation donne la loi de vidange exponentielle d'un réservoir linéaire :

$$S(t) = S_0 e^{-kt} \quad (6.4)$$

où S_0 est le contenu du réservoir au début de la vidange. Le coefficient k est appelé coefficient de tarissement. L'équation 6.3 n'a évidemment pas de solution analytique si la vidange s'accompagne d'un remplissage par un terme source aléatoire, comme c'est le cas dans le Modèle Couplé. Les équations d'évolution du contenu en eau et de l'écoulement doivent alors être résolues numériquement. Dans le cas particulier du tarissement, le Modèle Couplé résout :

$$S_{n+1} - S_n = -cS_n \quad (6.5)$$

où S_n et S_{n+1} désignent les quantités d'eau contenues dans le réservoir aux pas de temps n et $n+1$, et où c est le coefficient de tarissement "discret". Cette équation décrit une loi géométrique de raison $(1-c)$, si bien que

$$S_n = S_0 (1-c)^n = S_0 e^{n \ln(1-c)} \quad (6.6)$$

La différence entre S_{n+1} et S_n est exactement égale à la somme des écoulements décrits à partir de l'équation 6.3 entre les pas de temps n et $n+1$. L'identification des lois de vidanges continues (équation 6.4) et discrètes (équation 6.6) établit la correspondance entre les coefficients de tarissement c et k :

$$k = -\ln(1-c) \text{ ou } c = 1 - e^{-k} \quad (6.7)$$

On définit le temps caractéristique τ , qui exprime le temps nécessaire à ce que la quantité d'eau initiale soit divisée par $e = \exp(1)$ du fait de la vidange. Ce temps est dit caractéristique, car il caractérise la loi de vidange indépendamment de la résolution temporelle :

$$\tau = \frac{1}{k} = \frac{-1}{\ln(1-c)} \quad (6.8)$$

De plus, le temps caractéristique τ d'un réservoir linéaire est équivalent au retard imposé à l'écoulement par le réservoir³. On définit ici classiquement le retard imposé par le réservoir comme le temps qui sépare les centres de gravité (approximativement les maxima) des entrées et sorties d'eau.

Finalement, la paramétrisation hydrologique de surface du Modèle Couplé produit :

- un ruissellement, rapide et retardé, dont la somme QR alimente l'écoulement latéral de surface,
- une infiltration, rapide et retardée, dont la somme QI alimente les aquifères.

³Dans le cas du Modèle Couplé, ce n'est pas parfaitement exact, car les réservoirs ne sont pas linéaires : ils peuvent déborder.

Les mailles du Modèle Couplé n'ayant pas toutes la même surface, le ruissellement QR et l'infiltration QI à chaque pas de temps sont ramenés à un volume.

L'alimentation des nappes par l'infiltration QI peut être retardée à travers une cascade de réservoirs linéaires. Le nombre N de réservoirs reflète l'épaisseur de la zone non saturée, et le temps caractéristique τ (identique pour tous les réservoirs) reflète la perméabilité du milieu non saturé traversé. L'écoulement à la sortie de la cascade, qui est décrit par la même loi que la fonction de répartition de la distribution gamma (Ledoux, 1980), présente un retard $N\tau$ par rapport à l'infiltration entrant dans la cascade.

6.2.3 Ecoulements latéraux de surface

La modélisation des écoulements latéraux de surface est basée sur la notion d'isochronisme. On définit une zone isochrone comme l'ensemble des mailles qui présentent le même temps de transfert à l'exutoire.

Formulons tout d'abord le temps de transfert entre une maille et sa maille avale. D'après les simplifications des équations de Saint-Venant dans le cas d'un régime uniforme, ce temps de transfert est proportionnel à la distance parcourue par l'eau entre les mailles, et qu'il est inversement proportionnel à la racine carrée de la pente sur le trajet (Ledoux, 1980). La distance et la pente sont estimées entre les centres des mailles, affectés de l'altitude moyenne des mailles. Ainsi, le temps de transfert $tf(i, j)$ entre une maille i et sa maille avale j est

$$tf(i, j) = k \frac{d_{ij}}{\sqrt{\frac{z_i - z_j}{d_{ij}}}} \quad (6.9)$$

où d_{ij} est la distance entre les centres des mailles i et j , d'altitude respective z_i et z_j .

Le temps de transfert à l'exutoire est alors défini pour une maille donnée comme la somme des temps de transferts tf le long du réseau du drainage, depuis la maille considérée jusqu'à l'exutoire. Le temps de concentration tc est défini comme le plus long temps de transfert à l'exutoire dans le bassin versant. Le temps de concentration est un paramètre du Modèle Couplé, et il permet de définir k dans l'équation 6.9.

Zone de ruissellement pur

Le transport est réalisé par isochronisme au sein de chaque sous-bassin. Rappelons qu'un sous-bassin est défini comme l'ensemble des mailles de la zone de ruissellement pur qui sont drainées par la même maille rivière. On découpe chaque sous-bassin en zones isochrones par rapport à sa maille rivière : une zone isochrone rassemble toutes les mailles du sous-bassin qui présentent le même temps de transfert à la maille rivière. Pour ce rassemblement, les temps de transfert à la maille rivière sont discrétisés en pas de temps entiers. Les zones isochrones étant définies, le débit LR_n , provenant du sous-bassin, et écoulé au pas de temps n au niveau de la maille rivière, est donné par

$$LR_n = \sum_{k=1}^K \left(\sum QR_{n-k+1} \right) \quad (6.10)$$

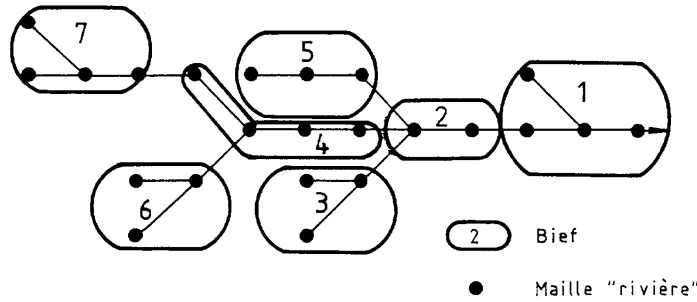


FIG. 6.3 – Principe de constitution des biefs sur le réseau hydrographique principal. D'après Ledoux (1980).

Dans cette formule, K est le nombre de zones isochrones dans le sous-bassin, et $\sum QR_{n-k+1}$ est le cumul sur l'ensemble des mailles de la zone isochrone k du ruissellement QR produit au pas de temps $n - k + 1$ par la paramétrisation hydrologique de surface.

Ce mode de transfert par isochronisme a plusieurs conséquences. Tout d'abord, le débit d'un sous-bassin ne peut être calculé qu'au niveau de la maille rivière. D'autre part, le ruissellement ne peut pas s'infiltrer dans le sol au cours de son trajet vers la maille rivière. C'est d'ailleurs la raison pour laquelle l'ensemble des sous-bassins est appelé zone de ruissellement pur. Au niveau des mailles rivières en revanche, l'eau peut s'infiltrer dans les nappes, comme nous le verrons par la suite.

Réseau hydrographique principal

Le ruissellement concentré au niveau des mailles rivières est transporté latéralement dans le réseau hydrographique principal en tenant compte des relations nappe-rivière. L'algorithme de transfert considère le réseau hydrographique principal comme une arborescence de réservoirs ou biefs. Ces biefs sont en relation avec la nappe, et se vident les uns dans les autres, de l'amont vers l'aval, en suivant une loi de tarissement exponentielle.

Les biefs sont définis par isochronisme. Un bief regroupe les mailles rivières qui ont le même temps de transfert à l'exutoire, ces derniers étant discrétisés en pas de temps entiers. Le volume d'eau de surface contenu à chaque pas de temps dans un bief est la somme des volumes d'eau associés à l'ensemble des mailles rivières du bief. C'est ce volume total qui est transporté.

Soit V_n^b le volume total d'eau de surface contenu dans le bief b au début du pas de temps n . Pour simplifier la présentation de l'algorithme, nous définissons VT_n^b , volume transitoire de l'eau dans le bief b au cours du pas de temps n :

$$VT_n^b = V_n^b + \sum QR_n - \sum QNAP_n \quad (6.11)$$

Le volume transitoire VT_n^b est le volume total du bief V_n^b au début du pas de temps, incrémenté de $\sum QR_n$, la somme du ruissellement concentré en chacune des mailles rivières du bief au pas de temps n , et de $\sum QNAP_n$, la somme algébrique des volumes échangés par les mailles rivières

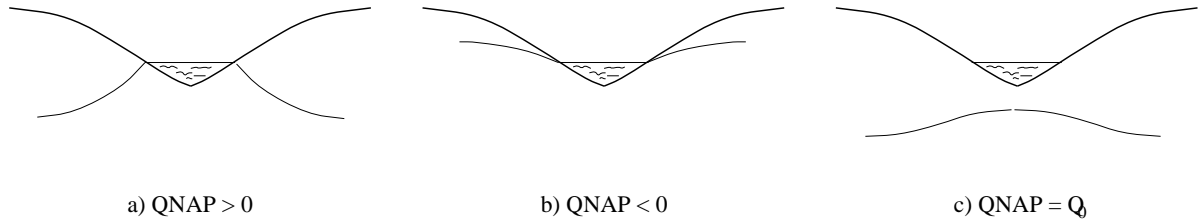


FIG. 6.4 – Schématisation des relations nappe-rivière : nappe et rivière connectées hydrauliquement (a et b), nappe et rivière déconnectées (c). D’après Ledoux (1980).

du bief avec la nappe. Cet échange, qui constitue le couplage entre la nappe et la rivière sera présenté ultérieurement.

Le volume total du bief b au pas de temps $n+1$ résulte de l’équilibre entre la vidange du bief b vers l’aval, et la vidange dans le bief b des biefs immédiatement en amont dans l’arborescence préalablement définie :

$$V_{n+1}^b = (1 - \alpha_b)VT_n^b + \sum_{i=1}^I \alpha_i VT_n^i \quad (6.12)$$

I indique le nombre de biefs qui se vidangent directement dans le bief b , et α_b et α_i désignent les coefficients de tarissement du bief b et des biefs amont respectivement.

Une fois effectué le transport d’eau entre les biefs, le volume de chaque bief est réparti entre les mailles rivières qui le constituent (Ledoux, 1980), en vue du calcul des échanges nappe-rivière $QNAP$ du pas de temps suivant.

6.2.4 Écoulements souterrains et couplage nappe-rivière

En chaque couche souterraine, l’écoulement latéral est régi par la loi de Darcy (équation 2.1), qui relie l’écoulement au potentiel hydrique dans le cas d’un milieu poreux saturé. La résolution numérique de cette équation impose de prescrire en chaque maille une perméabilité horizontale K_{sat} .

Les échanges verticaux entre deux couches, au sein des semi-perméables (figure 6.1), dépendent du potentiel hydrique dans chaque couche, de l’épaisseur l du semi-perméable (distance verticale entre les aquifères), et de perméabilité verticale K dans le semi-perméable, supposée uniforme verticalement.

Le dernier élément du Modèle Couplé, qui justifie le nom de ce modèle, est le calcul de $QNAP$, qui permet le couplage entre les écoulements latéraux souterrains et en rivière. Ce calcul considère deux situations de relation entre la nappe (aquifère supérieur) et la rivière (figure 6.4).

Quand la nappe et la rivière sont connectées hydrauliquement, comme c’est le cas dans les climats tempérés (de Marsily, 1995) :

$$QNAP = \kappa(\psi_0 - \psi) \quad (6.13)$$

TAB. 6.1 – Les paramètres du Modèle Couplé.

	Paramètres	Définition spatiale
Paramétrisation hydrologique de surface	w_{wilt} , w_{max} , fs , cgr , cqi , $qrmax$ et $qimax$	définis en chaque maille de la couche de surface
Infiltration en zone non saturée	N et τ	définis en chaque maille de la couche de surface
Ecoulements souterrains	K_{sat} , K et l	définis en chaque maille des couches souterraines
Relation nappe-rivière	κ et Q_0	définis en chaque maille rivière
Ecoulements latéraux de surface	tc α	paramètre global défini en chaque maille rivière

où ψ_0 et ψ représentent le potentiel hydrique de la rivière et de la nappe respectivement, et κ ($[\text{L}]^2[\text{T}]^{-1}$) un coefficient de proportionnalité. Le potentiel hydrique de la rivière ψ_0 est estimée par son potentiel gravitaire, soit l'altitude de la maille rivière. Le sens de l'écoulement peut varier dans le temps, et $QNAP$ est compté positivement dans le cas d'écoulements de la rivière vers la nappe.

Quand la rivière et la nappe sont déconnectées par une zone non saturée (régions arides), le transfert est toujours effectué de la rivière vers la nappe, selon un débit prescrit : $QNAP = Q_0$.

6.2.5 Récapitulation des informations nécessaires au Modèle Couplé

Les conditions initiales comprennent le contenu en eau en chaque maille de la couche de surface, du réservoir de bilan et du réservoir superficiel de retard à l'infiltration. Elles comprennent également le volume d'eau initial dans chaque maille rivière, et le niveau piézométrique initial de chaque maille des couches profondes.

Les conditions aux limites sont données par la topographie, qui définit aussi le potentiel hydrique des mailles rivières, par la précipitation et l'évapotranspiration potentielle, pour chaque maille de surface et à chaque pas de temps, et éventuellement, par les transports d'eau aux limites latérales du domaine modélisé et les pompes ou injections anthropiques au sein du bassin.

Les paramètres du Modèle Couplé sont récapitulés dans le tableau 6.1, qui précise en outre leur définition spatiale. Le Modèle Couplé permet de subdiviser les mailles de la couche de surface en différentes fractions, chacune étant caractérisée par un jeu de paramètres différent, mais le nombre de jeux de paramètres différents est limité à 14.

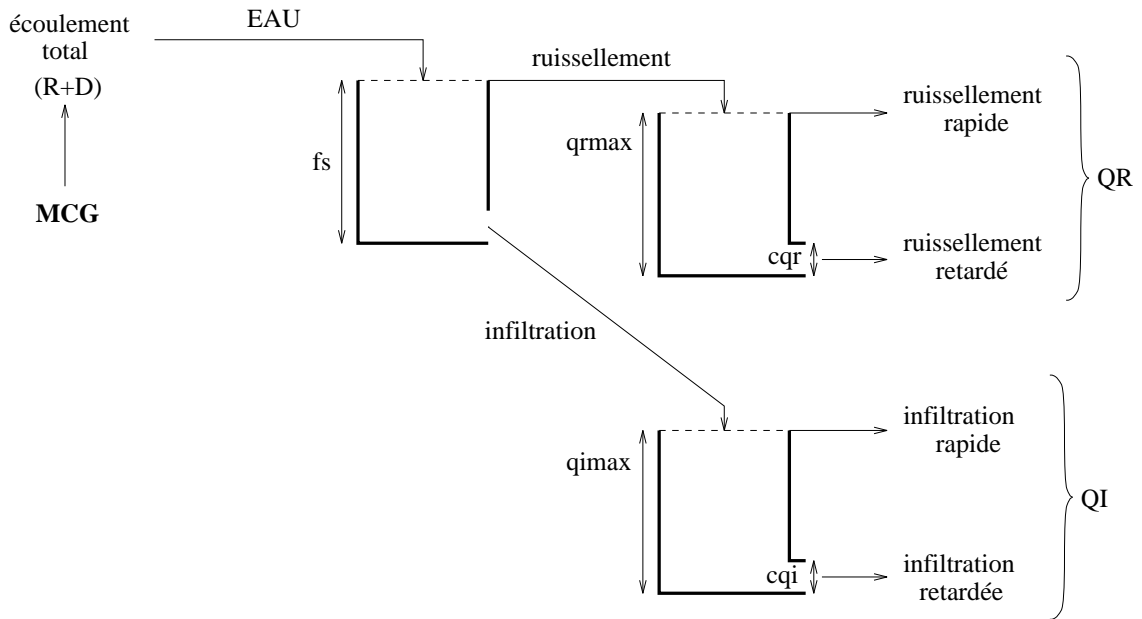


FIG. 6.5 – Forçage du Modèle Couplé par l'écoulement total simulé par le MCG.

6.3 Le Modèle de Transport Latéral MTL : adaptation du MC aux grandes échelles

6.3.1 Forçage

Dans sa version originale, le Modèle Couplé est forcé par les précipitations et l'évapotranspiration potentielle, et la paramétrisation de surface permet de calculer un ruissellement et une infiltration à partir de ces variables climatiques. Le réservoir de bilan réalise un calcul de l'évapotranspiration beaucoup plus schématique que le MCG du LMD. En effet, la transpiration des végétaux est décrite explicitement, en fonction des caractéristiques biophysiques de la végétation, dans le modèle SECHIBA, qui représente de plus l'interception de l'eau par le feuillage et son évaporation (section 1.3.3). Par ailleurs, le pas de temps de 30 minutes dans le MCG du LMD permet de résoudre les variations à court-terme de l'évaporation, notamment le cycle diurne. Nous avons donc décidé de forcer le Modèle Couplé non pas avec la précipitation et l'évapotranspiration potentielle, mais directement avec l'écoulement total simulé par le MCG.

L'écoulement total retenu pour le forçage aux limites du Modèle Couplé est obtenu à partir de la simulation TOT réalisée avec le MCG du LMD (section 3.3). Dans cette simulation numérique, le ruissellement est distribué par la paramétrisation SSV ($b=0.2$), en fonction de la variabilité sous-maille des capacités en eau du sol, et le drainage est non-linéaire. Plusieurs solutions sont dès lors possibles pour forcer le Modèle Couplé avec l'écoulement total résultant. La première solution est de remplacer la variable *EAU* calculée par le Modèle Couplé par la somme du ruissellement et du drainage simulé par le MCG. La seconde est d'introduire le ruissellement et le drainage simulé par le MCG directement dans les réservoirs de retard au ruissellement et à l'infiltration respectivement. La troisième solution est de remplacer directement *QR* et *QI* par

le ruissellement et le drainage simulés par le MCG. Cette dernière solution peut en fait être décrite à partir des deux précédentes, en prenant $cqi=cqr=1$.

Nous avons choisi la première solution (figure 6.5), qui permet de faire dépendre le ruissellement d'une capacité d'infiltration, dont l'effet est important (section 3.5.4). Elle offre de plus la possibilité de forcer le Modèle de Transport Latéral (MTL) avec l'écoulement total de simulations qui ne représentent pas le drainage, comme la simulation MIN par exemple (section 2.2.3).

6.3.2 Discrétisation

L'échelle spatiale caractéristique des processus hydrologiques décrits par le Modèle Couplé impose une discrétisation spatiale plus fine que celle du MCG. Le maillage original du Modèle Couplé est un maillage carré emboîté, mais il est impossible de définir un maillage carré sur l'ensemble du globe. En revanche, le maillage du MCG du LMD, régulier en longitude et en sinus de latitude, permet un découpage de la surface du globe en mailles de surfaces égales, qui est bien adapté à l'application globale du Modèle Couplé. Il suffit dès lors d'adapter le calcul des distances entre centres de mailles pour tenir compte de la sphéricité de la Terre. Sur la base de ces considérations, nous avons défini le maillage du MTL comme un sous-maillage régulier du MCG du LMD.

La simulation TOT est réalisée à la résolution 64×50 du MCG du LMD, et la résolution retenue pour le MTL est 1024×800 , c'est-à-dire que chaque maille du MCG contient 16×16 mailles du MTL. La surface de ces mailles est 625 km^2 ($25 \times 25 \text{ km}^2$). Dans ce cadre, le forçage par l'écoulement total simulé par le MCG est prescrit de manière homogène en chacune des 256 mailles du MTL comprises dans une maille de MCG.

Le ruissellement et le drainage sont calculés toutes les 1/2 heures dans le MCG du LMD, mais ils sont archivés au pas de temps journalier. C'est ce pas de temps qui a été retenu pour le MTL, car il est suffisant pour résoudre les écoulements latéraux à la résolution spatiale choisie.

6.3.3 Simplifications

La résolution spatiale retenue permet de simplifier considérablement le Modèle Couplé. Ces simplifications, qui définissent le Modèle de Transport Latéral MTL, sont basées sur l'hypothèse que toute maille de 625 km^2 contient un cours d'eau en relation avec la nappe (Ledoux, communication personnelle). Par conséquent, l'eau qui s'infiltré verticalement depuis une maille de surface vers les aquifères, puis qui est transportée dans les aquifères, rejoint la rivière dans la même maille. Nous avons par conséquent supprimé tous les éléments du Modèle Couplé liés au transport souterrain :

- l'écoulement dans les aquifères,
- l'infiltration en zone non saturée,
- la relation nappe rivière.

Dans ce cadre, le transport latéral est intégralement réalisé en surface. C'est la somme $QR + QI$ qui est transportée, et le réservoir de retard à l'infiltration représente l'ensemble des retards dus à l'infiltration en surface, à l'infiltration en zone non saturée et au passage dans les nappes.

TAB. 6.2 – Les paramètres du MTL.

Paramètres	fs	cqr	$qrmax$	cqi	$qimax$	tc
Unités	mm.j ⁻¹	j ⁻¹	mm	j ⁻¹	mm	j

Un avantage important de cette simplification est d'éviter de prescrire les paramètres N , τ , K , l , K_{sat} , κ et Q_0 (tableau 6.1), qui sont rattachés à des constantes physiques qui ne sont pas connues en tout point du globe, et dont il est de surcroît difficile d'extrapoler une valeur effective à l'échelle d'une maille.

Une simplification supplémentaire est motivée par l'architecture informatique du Modèle Couplé. En effet, l'écoulement latéral dans les biefs est traité dans le même module que l'écoulement souterrain et les relations nappe-rivière. En conséquence, l'écoulement latéral dans les biefs est remplacé par l'extension du transport par isochronisme à l'ensemble du bassin versant. Ceci présente l'avantage d'éviter de prescrire les coefficients de tarissement α des biefs, qui sont des paramètres empiriques.

Finalement, le Modèle de Transport Latéral MTL comprend une paramétrisation hydrologique de surface qui répartit l'écoulement total simulé par le MCG entre ruissellement et infiltration, laquelle tient implicitement compte des retards dus à l'infiltration et au transport dans les nappes. Les paramètres fs , cqr , $qrmax$, cqi et $qimax$ (tableau 6.2) doivent être définis en chaque maille. Le transport latéral a lieu en surface. Il est représenté par isochronisme au sein de chaque bassin versant, et dépend d'un unique paramètre, le temps de concentration tc , qui doit être défini pour chaque bassin. Un bassin versant constitue en fait un unique sous-bassin dont la maille rivière est l'exutoire. Dans la version originale du Modèle Couplé, le débit d'un sous-bassin ne peut être calculé qu'au niveau de la maille rivière (section 6.2.3). Les débits observés étant mesurés au niveau de stations en amont de l'exutoire, le calcul du transport par isochronisme est adapté pour permettre de simuler des débits en plusieurs stations localisées dans le réseau hydrographique principal.

Le transfert latéral par isochronisme, ainsi que la finesse de la résolution spatiale, constituent les deux principales originalités du MTL par rapport aux modèles de transport latéral précédemment utilisés pour simuler les débits des grands fleuves à partir de données climatiques (Vorosmarty et al., 1989), ou à partir de l'écoulement total simulé par un MCG (Sausen et al., 1994; Miller et al., 1994; Liston et al., 1994; Hagemann and Dümenil, 1996). Ces modèles sont brièvement présentés dans l'appendice D.

6.3.4 Le réseau de drainage

Il est construit à partir de l'interpolation à la résolution 1024×800, régulière en longitude et en sinus de latitude, du MNA ETOPO5 (NGDC, 1988). Ce MNA présente une résolution régulière de 5 minutes d'arc, ce qui souscrit aux recommandations de Maidment (1996) pour construire un réseau de drainage à échelle globale.

A partir des altitudes moyennes z en chaque maille, les procédures développées par Leblois (1993) permettent de calculer les pentes dz/dx et dz/dy dans les directions zonales et méridiennes, par des méthodes de différences finies au troisième ordre (Cavazzi, 1995). La pente et la direction d'écoulement sont alors données par

$$\tan(\text{pente}) = \sqrt{(dz/dx)^2 + (dz/dy)^2} \quad (6.14)$$

$$\tan(\text{direction}) = \frac{dz/dx}{dz/dy} \quad (6.15)$$

Ces directions sont ensuite regroupées en quatre classes Nord, Est, Ouest et Sud. Par exemple, la direction Est regroupe les directions comprises dans $] -\pi/4, \pi/4]$.

La définition des pentes et directions d'écoulement à partir de l'altitude moyenne des mailles soulève plusieurs problèmes :

- si les quatre mailles connexes à une maille donnée ont la même altitude que la maille qu'elles entourent, alors la pente est nulle et il est impossible de déterminer une direction d'écoulement,
- si le lit réel d'un cours d'eau est au fond d'un talweg très étroit (figure 6.6), le calcul des pentes peut induire des contre-pentes, qui entraînent une discontinuité du réseau de drainage,
- un problème associé est celui de la capture d'un cours d'eau par un autre, alors que les deux cours sont indépendants dans la réalité (figure 6.7).

Leblois (1993) a muni le SIG IDRISI de différentes procédures qui permettent de résoudre ces problèmes. Une première procédure permet de réduire le nombre de discontinuités dues aux contre-pentes en permettant un écoulement à contre-pente dans certaines conditions. Une autre procédure permet d'identifier les contre-pentes résiduelles et les pentes nulles. La figure 6.8a localise les mailles présentant ces problèmes dans le réseau de drainage global. Une dernière procédure permet de forcer l'écoulement dans une direction donnée. Nous avons ainsi corrigé à la main le réseau de drainage par comparaison avec des cartes du réseau hydrographique (Serryn, 1980; Peters, 1992). Dans les mailles à pente nulle, la direction de drainage est prescrite, et une pente minimale p_0 est imposée. Dans notre étude, nous avons remplacé les différences d'altitude nulles entre deux mailles connectées par une différence d'altitude de 0.5 m, ce qui donne en moyenne une pente minimale $p_0=2.10^{-5}$.

Il existe des méthodes différentes pour corriger les réseaux de drainage numériques. Par exemple, Maidment (1996) suggère une méthode de correction automatique basée sur la numérisation du réseau hydrographique observé et son introduction dans le MNA, en modifiant l'altitude des mailles concernées par les discontinuités. Les deux méthodes ont des avantages et des inconvénients opposés : contrairement à la méthode de Maidment, la méthode de Leblois préserve les valeurs originales d'altitude, mais permet en revanche des écoulements qui ne sont pas cohérents avec les données d'altitude moyenne. Enfin, il faut noter que la nécessité de discrétiser l'altitude conduit forcément à des problèmes de pentes nulles, contre-pentes et captures, même si leur nombre est réduit par l'augmentation de la résolution de l'altitude. Le problème des pentes nulles est en outre lié dans certaines régions à une mauvaise connaissance de l'altitude. C'est

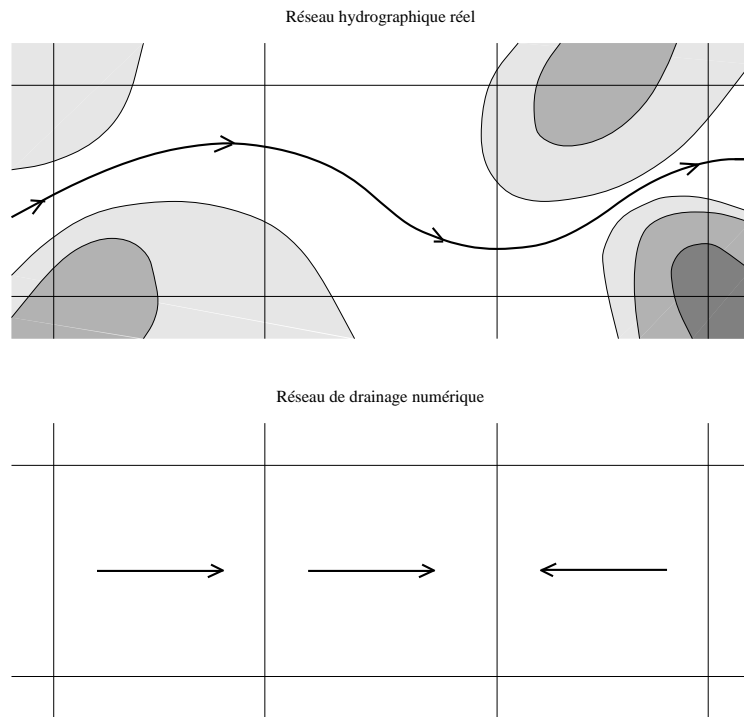


FIG. 6.6 – Exemple de contre-pentes entraînant une discontinuité du réseau de drainage numérique.

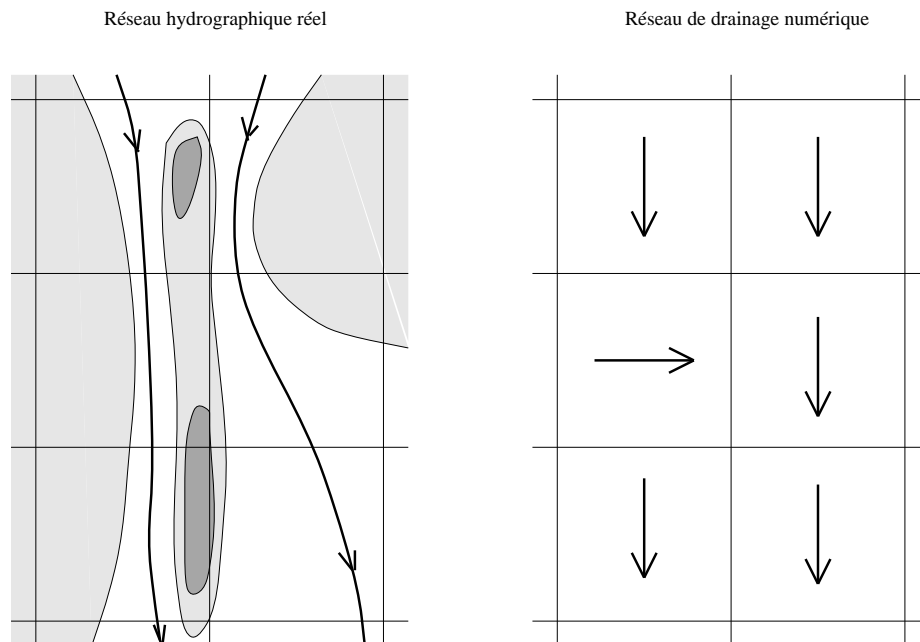


FIG. 6.7 – Exemple de capture d'un cours d'eau par un autre.

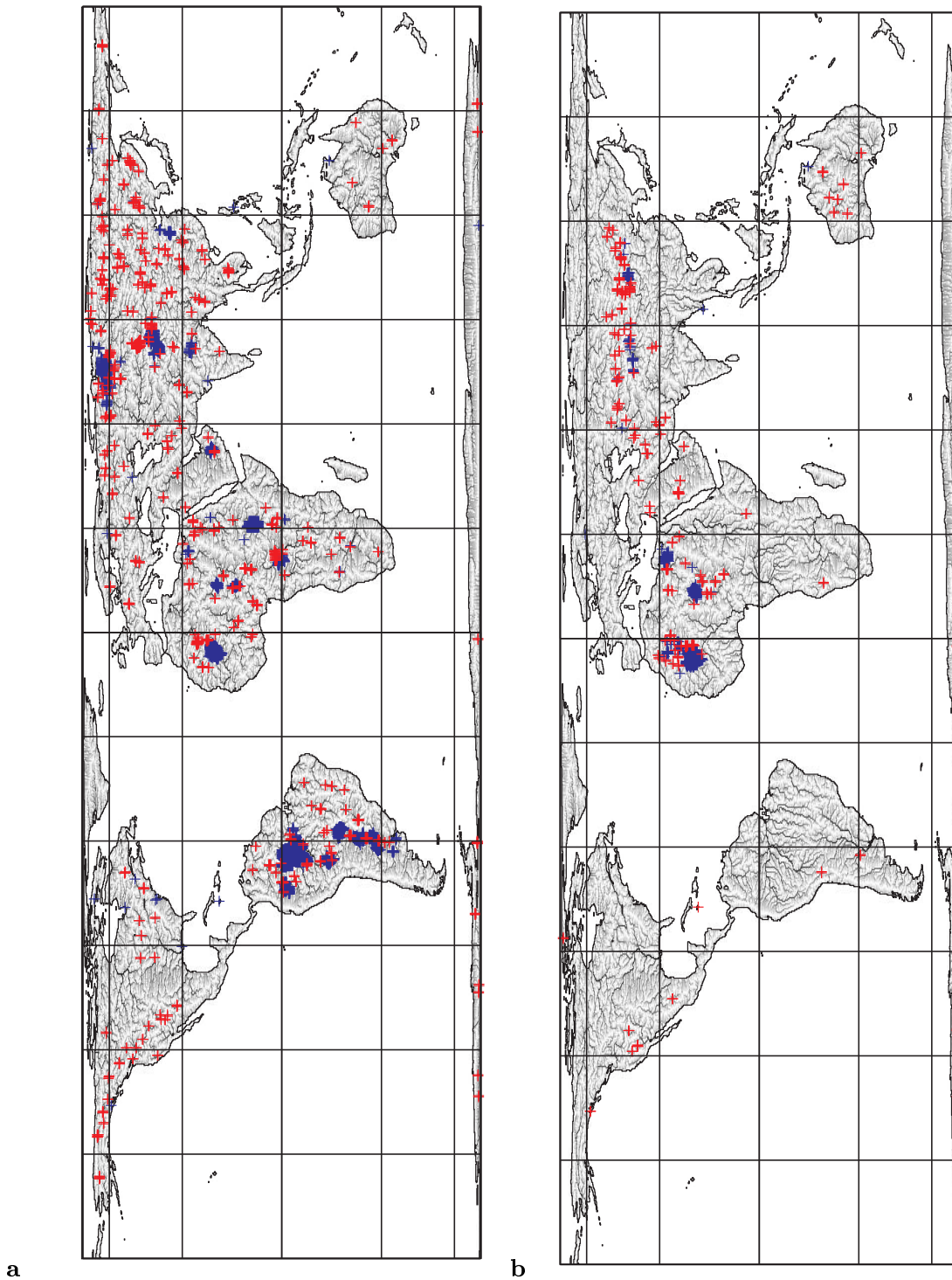


FIG. 6.8 – Réseau de drainage global : **a** avant corrections manuelles ; **b** après corrections. Les différents niveaux de gris indiquent la surface drainée en amont de chaque maille (ces surfaces drainées augmentent du gris clair au noir) ; les croix représentent les mailles concernées par les contre-pentes (rouge/clair), et les mailles à pente nulle (bleu/foncé).

le cas en particulier dans les forêts équatoriales à cause du couvert végétal très épais (NGDC, 1988).

La figure 6.8b présente le résultat des corrections effectuées. Ces corrections massives ont permis de définir le réseau de drainage de 152 bassins versants. La plupart des pentes nulles et contre-pentes encore présentes sont localisées dans des bassins endoréiques, c'est-à-dire qui n'ont pas d'exutoire à la mer.

6.4 Mise en œuvre du MTL

6.4.1 Problématique

A ce stade, le MTL est capable de simuler des débits dans chacun des 152 bassins pourvus d'un réseau de drainage si les paramètres récapitulés dans le tableau 6.2 lui sont fournis. Les sept paramètres du MTL, même s'ils dépendent de grandeurs physiques représentatives du système hydrologique, ne sont pas mesurables. Dans toutes les applications précédentes du Modèle Couplé, la définition des paramètres passe donc par une étape de calibration.

La calibration n'est malheureusement pas possible dans notre cas, étant donné la forte erreur systématique des pluies et écoulements totaux simulés par le MCG du LMD (chapitre 3). Comme nous l'avons présenté en introduction, un des buts majeurs du développement du MTL est de représenter correctement le retard entre la moyenne spatiale de l'écoulement total sur le bassin, et le débit à l'exutoire. Nous chercherons donc, pour 14 grands bassins versants du globe, à déterminer un ou plusieurs jeux de paramètres réalistes permettant de reproduire le mieux possible la phase des variations temporelles du débit. Ces jeux de paramètres seront ensuite discutés, en fonction notamment des caractéristiques du cycle hydrologique observé et simulé dans les bassins étudiés.

6.4.2 Description des simulations et des données de débit

Une simulation est définie par : un bassin versant, un jeu de paramètres, et un forçage. Dans toutes les simulations, le forçage est constitué par l'écoulement total simulé par TOT (section 3.3), sur 10 ans qui représentent les années 1979-1988. La période minimale pour équilibrer le MTL est imposée par le temps de concentration t_c . Comme un an suffit à la simulation TOT pour atteindre son état d'équilibre, nous étudierons les débits simulés par le MTL sur les neuf dernières années (1980-1988).

Le choix des bassins résulte d'un compromis entre, d'une part, la volonté d'étudier des bassins présentant des caractéristiques hydrologiques variées, et d'autre part, la nécessité de disposer de données de débit sur une longue période. Les données à notre disposition pour ce travail ont deux sources : le GRDC (GRDC, 1994) et l'ISLSCP (International Satellite Land Surface Climatology Project (Sellers et al., 1995)). Toutes ces données sont mesurées au niveau de stations, décrites par leur longitude et leur latitude. Il est donc possible de localiser les stations dans le réseau de drainage des bassins versants, et de simuler le débit en ces points. Le tableau 6.3 présente les bassins qui ont été retenus, et la figure 6.9 localise ces bassins dans le

TAB. 6.3 – Description des chroniques de débit observé utilisées pour la détermination des paramètres : pour chaque fleuve sont donnés le nom de la station la plus proche de l'exutoire où débits observés et simulés sont comparés, la période de mesure du débit, et le nombre d'années ne présentant de valeur manquante. † et ‡ indiquent respectivement des données GRDC (GRDC, 1994) et ISLSCP (Sellers et al., 1995).

Fleuve	Station	Période	Années complètes
Mackenzie	Norman Wells†	1943-1990	23
Ob	Salekhard†	1930-1984	55
Yenisseï	Igarka†	1936-1984	49
Volga	Volgograd Power Plant†	1879-1984	87
Amour	Komsomolsk‡	1933-1984	52
Gange	Farakka†	1949-1973	21
Indus	Kotri†	1973-1980	4
Niger	Malanville†	1952-1992	21
Paraná	Corrientes†	1904-1983	78
Zambèze	Matundo-Cais‡	1976-1980	4
Amazone	Obidos†	1928-1983	29
Zaire	Kinshasa†	1903-1983	81
Mississippi	Vicksburg†	1965-1983	16
Danube	Ceatal Izmail†	1921-1984	64
Yang Tze Kiang	Datong†	1923-1986	44

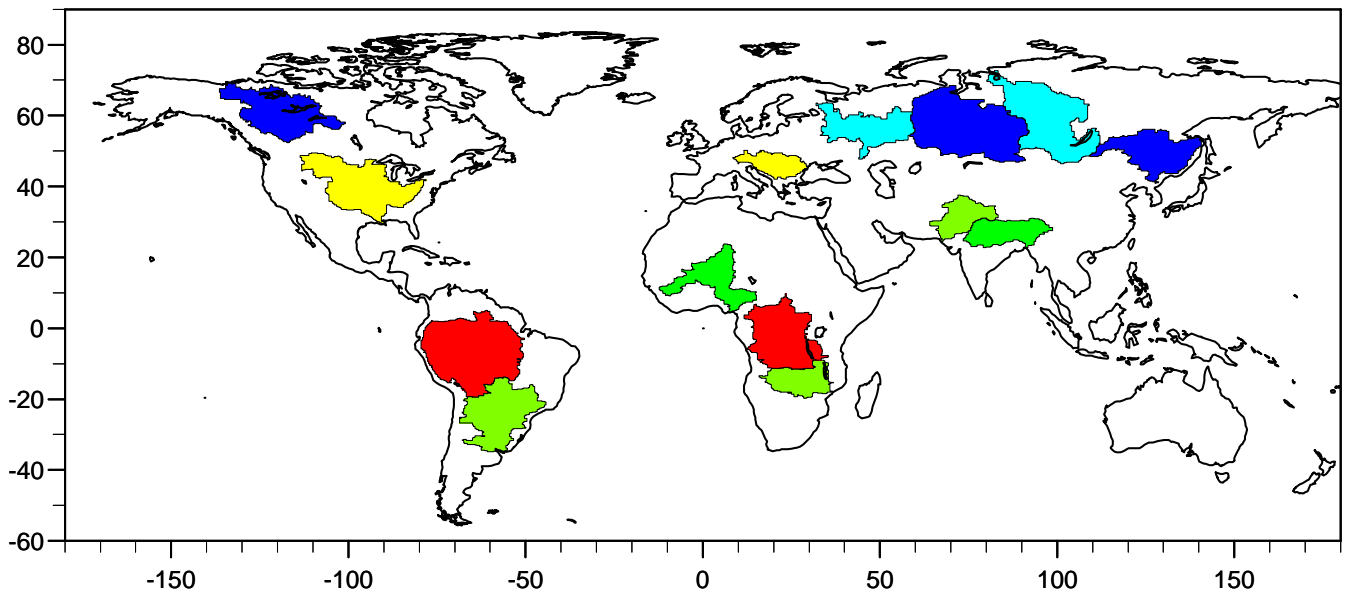


FIG. 6.9 – Localisation des 14 bassins versants étudiés.

maillage 1024×800^4 . Dans chaque bassin, les débits observés et simulés sont comparés au niveau de la station la plus proche de l'exutoire (tableau 6.3), où le débit intègre l'écoulement réalisé sur une grande fraction du bassin.

La plupart des données sont exprimées sous forme de débit mensuel. Par ailleurs, les mesures ne forment pas une série chronologique continue : les périodes de mesure peuvent comprendre des années manquantes, et des années dont certaines valeurs sont manquantes. De plus, les périodes de mesure ne présentent en général que peu d'années communes avec les années simulées. Par conséquent, nous avons choisi de baser la détermination des paramètres du MTL sur la comparaison des cycles annuels moyens des débits : nous comparerons les moyennes mensuelles des débits simulés sur neuf ans, aux moyennes mensuelles des débits observés. Ces moyennes mensuelles et les écarts-types associés sont calculés chaque mois, sur l'échantillon de tous les débits mensuels disponibles pour le mois considéré, incluant ceux des années non complètes.

6.4.3 Méthode d'ajustement

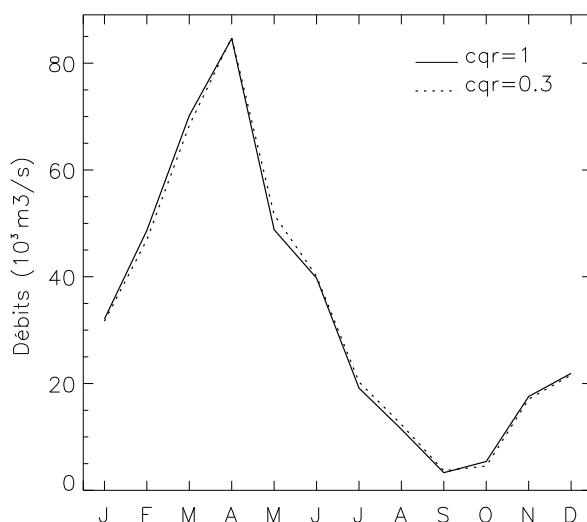
Il existe plusieurs critères objectifs permettant d'estimer l'adéquation des débits simulés et observés. Un des plus courants est le critère de Nash (Nash and Sutcliffe, 1970) qui dérive des méthodes de régression linéaire. Un tel critère n'est pas adapté dans notre cas, où les échantillons comparés ne comprennent que 12 valeurs, et sont généralement très différents en moyenne. Nous réaliserons donc un ajustement subjectif des débits simulés et observés, et notre principal critère qualitatif sera la mise en phase des cycles annuels.

Des études préliminaires, accompagnées de considérations sur la signification physique des paramètres du MTL, ont permis de réduire la gamme des valeurs à tester pour les différents paramètres.

⁴La définition du bassin de la Volga est erronée au niveau de l'exutoire car la Mer Caspienne a été délimitée à une altitude de 0 m, alors que cette mer est en réalité en dessous du niveau de la mer.

TAB. 6.4 – Exemples de coefficients de tarissement c , et des temps caractéristiques τ correspondants.

	Références	c (mm/j)	τ (j)
Infiltration	Pilgrim et Cordery (1992)	0.05	20
	Modèle Couplé	0.1 à 0.02	10 à 50
	Hagemann et Dümenil (1996)	0.003	300
Ruissellement	Pilgrim et Cordery (1992)	0.7 à 0.2	1 à 5
	Modèle Couplé	0.8 à 0.3	0.5 à 3

FIG. 6.10 – Influence du coefficient de tarissement cqr du réservoir de retard au ruissellement sur les moyennes mensuelles sur neuf ans du débit simulé par le MTL : exemple du bassin du Mississippi.

Pilgrim et Cordery (1992) récapitulent des valeurs de coefficient de tarissement pour le ruissellement et l'infiltration, établies à partir des courbes de récession de bassins dont la taille est comprise entre 300 et 16000 km². Le tableau 6.4 montre que les valeurs proposées par Pilgrim et Cordery pour l'infiltration sont du même ordre de grandeur que celles précédemment utilisées dans le Modèle Couplé (Ledoux, 1980; Gille, 1985; Boukerma, 1987). Nous avons retenu trois valeurs possibles pour cqi : 0.03, 0.02 et 0.01, définissant des retards de 33, 50 et 100 jours respectivement. Ces valeurs de cqi sont faibles par rapport aux valeurs déjà utilisées dans le Modèle Couplé. En effet, le réservoir de retard à l'infiltration doit dans le MTL rendre compte du retard imposé à l'écoulement, non seulement par l'infiltration en surface, mais aussi par l'infiltration en zone non saturée et par le transit dans les nappes. Ces valeurs restent cependant plus fortes que le coefficient de tarissement utilisé par Hagemann et Dümenil (1996), qui entraîne un retard à l'infiltration sans doute excessif.

Les coefficients de tarissement pour le ruissellement, proposés par Pilgrim et Cordery, et utilisés dans le Modèle Couplé, sont semblables. Logiquement, le retard résultant est beaucoup plus faible que le retard dû à l'infiltration. La figure 6.10 compare les débits simulés dans le bassin du Mississippi, par deux simulations dont la seule différence concerne la valeur de cqr ⁵ : $cqr=1$ définit un ruissellement immédiat, alors que $cqr=0.3$, qui est la plus faible valeur répertoriée dans les simulations du Modèle Couplé, retarde le ruissellement de 3 jours. La figure 6.10 montre que les débits mensuels simulés par le MTL avec $cqr=1$ et $cqr=0.3$ sont extrêmement proches. Ce résultat est vérifié dans les autres bassins, si bien que nous avons fixé $cqr=1$, et $qrmax=1$ puisque le ruissellement est immédiat et ne s'accumule pas dans le réservoir de retard au ruissellement. Fixer $cqr=1$ revient dans les faits à supprimer ce réservoir.

Les deux derniers paramètres de la paramétrisation hydrologique de surface, $qimax$ et fs , dépendent l'un de l'autre. La capacité d'infiltration fs ne peut pas être reliée directement à une conductivité hydraulique, puisque cette dernière limite l'infiltration de la pluie dans le sol, alors que fs limite artificiellement l'infiltration de l'écoulement total. Il est donc nécessaire d'ajuster ce paramètre. L'écoulement total étant connu en toute maille et à tout instant, on peut relier fs au pourcentage de l'écoulement total qui s'infiltré. Ce pourcentage, $I\%$, est défini par

$$I\% = \frac{\sum_n^N \sum_m^M \min(EAU(n, m), fs)}{\sum_n^N \sum_m^M EAU(n, m)} \quad (6.16)$$

où N est le nombre de pas de temps (soit 3240 pour une simulation de 9 ans), M est le nombre de mailles de 625 km² dans le bassin versant, et $EAU(n, m)$ est la valeur d'écoulement total simulée par le MCG au pas de temps n dans la maille m . La figure 6.11 présente l'évolution de $I\%$ en fonction de fs dans les bassins de l'Ob et du Zaire. Les courbes sont très différentes, ce qui traduit des régimes hydrologiques et climatiques différents. Ainsi, dans l'Ob, 45% de l'écoulement total s'infiltré si $fs=2$ mm/j mais il faut que fs égale 50 mm/j pour que 95% de l'écoulement total s'infiltré. Ce comportement reflète le régime nival de l'Ob : la majorité de l'écoulement a lieu au printemps par de très fortes valeurs liées à la fonte de la neige, et le reste du temps, l'écoulement total est faible. Au contraire, pour le Zaire, la relative linéarité jusqu'à $fs=20$ mm/j où $I\%$ vaut 90% traduit un écoulement total dominé par une pluie bien répartie tout au long de l'année, caractéristique des régions équatoriales. L'intérêt de $I\%$ vis-à-vis de l'ajustement de fs est de permettre d'identifier les variations de fs significatives vis-à-vis de l'hydrologie du bassin.

La connaissance de fs permet de calculer, parallèlement à $I\%$, la moyenne \bar{I} et l'écart-type σ_I de l'infiltration I sur l'ensemble des mailles et des pas de temps. Ces grandeurs permettent d'éviter d'ajuster $qimax$. En effet, si l'on alimente un réservoir linéaire ayant une loi de vidange exponentielle (équation 6.6) avec une source périodique \mathcal{I} , il existe un état d'équilibre du réservoir. Cet équilibre atteint, le contenu en eau moyen du réservoir, \bar{S}_l , est donné par

$$\bar{S}_l = \bar{I}/c \quad (6.17)$$

⁵Dans les deux simulations, $fs=0$, si bien que toute l'eau transite par le réservoir de retard au ruissellement, ce qui maximise l'effet de cqr , et que les paramètres cqi et $qimax$ ne jouent plus ; $qrmax=100$.

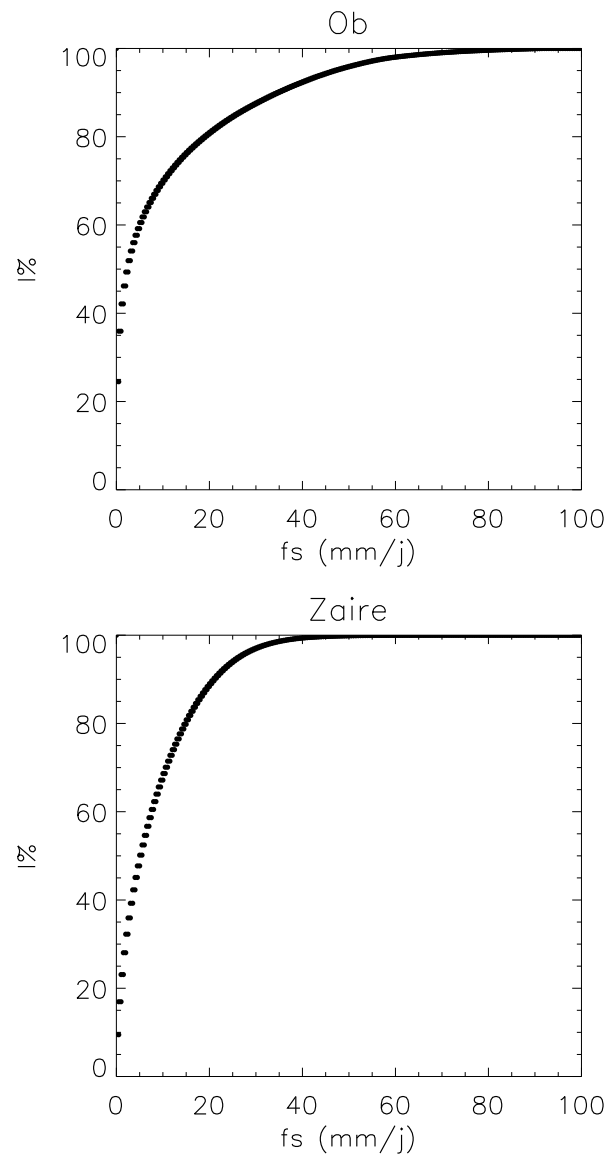


FIG. 6.11 – Influence de fs sur $I\%$, le pourcentage de l'écoulement total qui s'infiltré dans le réservoir de retard à l'infiltration : exemples du bassin versant de l'Ob et de celui du Zaire.

où c est le coefficient de tarissement discret, $\overline{\mathcal{I}}$ est la moyenne de \mathcal{I} sur la période. Un réservoir non-linéaire, muni d'une loi de vidange exponentielle (comme le réservoir de retard à l'infiltration) et alimenté par la même source périodique \mathcal{I} , atteint également un état d'équilibre, et le contenu en eau moyen correspondant, $\overline{\mathcal{S}_{nl}}$, se compare à $\overline{\mathcal{S}_l}$ selon la relation :

$$\overline{\mathcal{S}_{nl}} \leq \overline{\mathcal{S}_l} \quad (6.18)$$

Du fait de la stationnarité du climat à long terme, on peut assimiler l'écoulement total à un signal périodique, ainsi que l'infiltration I alimentant le réservoir de retard à l'infiltration. Si l'on réussit à déterminer $qimax$ de telle sorte que le réservoir de retard à l'infiltration ne déborde pas, alors $qimax$ ne joue plus sur l'écoulement, donc il n'est plus un paramètre effectif du MTL. Suite à une étude numérique du comportement d'un réservoir non-linéaire de capacité $qmax$ muni d'une loi de vidange exponentielle (coefficient c), sous plusieurs régimes périodiques ayant des distributions de fréquence différentes, nous avons choisi pour minimiser le débordement de définir $qimax$ par

$$qimax \underset{[50]}{>} 2 \frac{I + \sigma_I}{cqi} \quad (6.19)$$

où le quantificateur indique que $qimax$ est arrondi au multiple de 50 supérieur.

Le retard total de l'écoulement est défini comme le temps qui sépare le maximum de l'écoulement total moyen sur le bassin de celui du débit à l'exutoire. Il dépend de la vitesse des écoulements de surface et des écoulements souterrains. Dans le MTL, le retard à l'écoulement dû à l'infiltration et au transit dans la nappe est représenté par cqi , et modulé par fs . La relation entre la vitesse de l'écoulement de surface et la pente de la rivière est représenté explicitement par les temps de transfert élémentaires (équation 6.9). Mais de nombreux autres facteurs influencent la vitesse des écoulements de surface. Elle peut par exemple être diminuée par l'étalement de l'eau hors du lit principal de la rivière pendant les crues. L'ensemble des facteurs qui déterminent la vitesse des écoulements de surface est implicitement intégré dans le temps de concentration tc . Il n'est donc pas possible de le définir physiquement. Dans de petits bassins versants, on peut mesurer le temps de concentration comme le temps qui sépare la survenue d'un gros orage du maximum de débit associé à l'exutoire, car on peut admettre que l'orage arrose l'ensemble du bassin versant. Cette hypothèse n'est en revanche jamais vérifiée dans des bassins aussi grands que ceux que nous étudions. Devant la nécessité d'un ajustement de tc , nous avons restreint ses valeurs possibles aux multiples de 15 jours, puisque les débits sont simulés en moyenne mensuelle. Nous avons de plus restreint les valeurs de tc aux valeurs inférieures à un an (360 jours).

Finalement, ces considérations préliminaires permettent de réduire à trois le nombre de paramètres qui doivent être ajustés dans le MTL :

- le temps de concentration tc ,
- la capacité d'infiltration fs ,
- le coefficient de tarissement cqi du réservoir de retard à l'infiltration.

Elles permettent en outre de réduire le nombre de valeurs à étudier pour chacun de ces paramètres. Enfin, pour simplifier encore l'ajustement, nous supposons que fs et cqi sont identiques dans toutes les mailles d'un bassin donné.

6.5 Résultats

Cette section présente la synthèse de très nombreuses simulations de débit, dans chacun des 14 bassins versants étudiés. Les résultats sont présentés en regroupant les fleuves en fonction de leur régime hydrologique et/ou climatique. Les différences entre les moyennes mensuelles des débits observés et simulés sont notamment discutées en fonction des différences entre les précipitations mensuelles moyennes sur le bassin, données d'une part par la climatologie de Jaeger (1976,1983), et d'autre part par la simulation TOT (moyennes sur les neuf dernières années).

6.5.1 Fleuves à forte composante nivale

Les figures 6.12, 6.13, 6.14 et 6.15 synthétisent les résultats du MTL pour les bassins de l'Ob, du Yenisseï, de la Volga et de l'Amour. Ces fleuves présentent une composante nivale forte, c'est-à-dire qu'une grande partie de leur débit est alimentée par la fonte des neiges. Cela apparaît pour les observations dans le fait que le maximum de débit précède le maximum de précipitation, malgré le retard dû au transport latéral dans le bassin. La forte composante nivale de l'écoulement total est représentée dans le MCG : dans les quatre bassins, le maximum annuel de l'écoulement total Y est bien davantage corrélé au maximum de fonte M qu'au maximum de convergence d'humidité liquide, donnée par $P - F - E$, où P est la précipitation (pluie+neige), F est la chute de neige, et E l'évaporation.

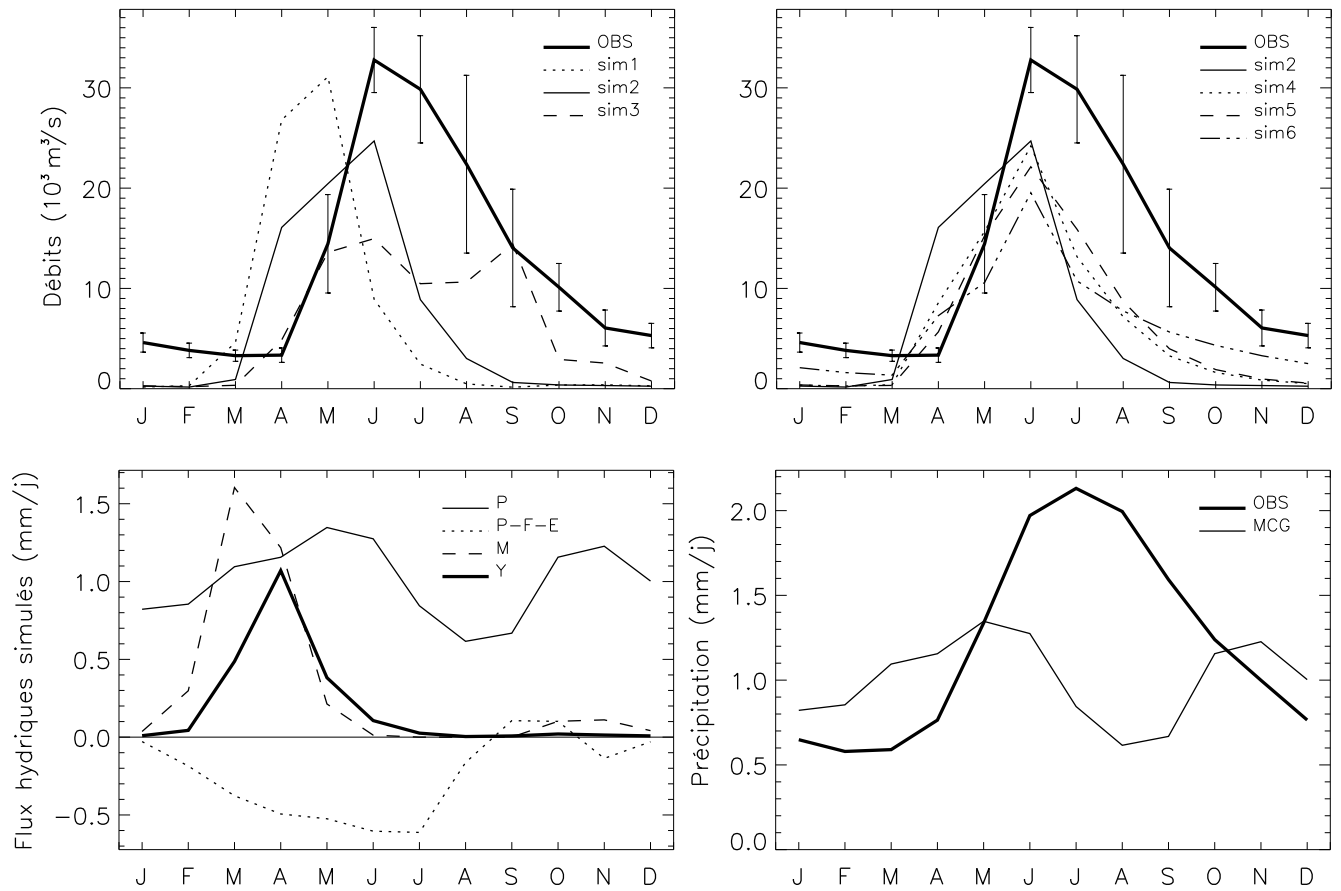
Les premières courbes de la figure 6.12 illustrent l'influence du temps de concentration tc sur le débit simulé par le MTL : l'augmentation de tc étale les variations temporelles du débit, ce qui retarde le maximum. Dans le bassin de l'Ob, le changement de tc ne suffit pas à ajuster les variations saisonnières du débit simulé à celles du débit observé.

La seconde série de courbes illustre l'influence de fs et cqi . Les simulations 4 et 5, qui ont le même coefficient de tarissement $cqi=0.03$ ($\tau=33$ j) sont très proches malgré un pourcentage d'infiltration différent. Les différences sont plus importantes entre la simulation 4 et la simulation 6, qui ont des coefficients de tarissement différents : $cqi=0.01$ équivaut à un temps caractéristique de vidange $\tau=100$ j dans la simulation 6. La comparaison des débits des simulations 4 et 6 montre que la diminution de cqi ralentit la montée en crue ainsi que la retombée de crue, ce qui permet de soutenir un débit plus important à l'étiage (période de débit minimal). Le MTL étant conservatif (car il est étudié autour de l'équilibre), l'augmentation des débits à l'étiage est associée à une diminution des débits de crue. La conservation de l'eau à long terme par le MTL implique donc qu'une fois le forçage choisi, le débit annuel moyen est similaire quels que soient les paramètres choisis. Autrement dit, le MTL ne peut pas corriger le débit annuel moyen. Il n'a d'influence que sur la forme de l'hydrographe⁶.

Dans le bassin de l'Ob, le débit moyen annuel est sous-estimé : il vaut 6300 m³/s alors que 12500 m³/s sont observés. Cette sous-estimation du débit a principalement lieu en été et automne, ce qui s'explique par la forte sous-estimation de la précipitation à cette époque. Dans la réalité, les pluies estivales continuent d'alimenter un fort débit à la suite du maximum provoqué par la fonte nivale, alors que dans le MCG, la faiblesse des pluies estivales explique la récession

⁶L'hydrographe est la courbe d'évolution du débit en fonction du temps.

OB



	tc	fs	I%	cqi	qimax
sim1	90	0	0	1	1
sim2	180	0	0	1	1
sim3	360	0	0	1	1
sim4	180	10	69	0.03	100
sim5	180	35	90	0.03	150
sim6	180	10	69	0.01	300

FIG. 6.12 – Bassin de l'Ob : cycles annuels moyens des débits observés et simulés ($10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) à Salekhard; cycles annuels moyens sur le bassin des pluies observées et simulées ($\text{mm} \cdot \text{j}^{-1}$), et des flux hydriques simulés par le MCG du LMD, avec P : précipitation, F : chute de neige, E : évaporation, M : fonte de neige et Y : écoulement total. Le tableau associé décrit les simulations.

très rapide du débit simulé après la crue provoquée par la fonte.

Avec un temps de concentration de 180 j, le maximum du débit simulé a lieu en juin, comme celui du débit observé. Cependant le temps de concentration ne modifie pas la date début de la crue, qui est imposée par le moment où l'écoulement total augmente. Dans le bassin de l'Ob, cette date correspond au début de la fonte des neiges. Le débit simulé commence à augmenter avant le débit observé, ce qui suggère que la fonte des neiges commence plus tôt dans le MCG que dans la réalité.

La figure 6.13 synthétise les simulations réalisées dans le bassin du Yenissei. La comparaison montre que, si la simulation 2 (avec $cqi=0.01$) présente un débit un peu plus soutenu à l'étiage et un peu plus faible en crue, les différences entre les quatre simulations sont somme toute négligeables vis-à-vis de leurs différences avec le débit observé. L'exemple extrême est celui des simulations 1 et 3 qui produisent des débits mensuels quasi identiques. Ceci montre que le retard à l'infiltration dans la simulation 3 compense son temps de concentration plus court que dans la simulation 1.

La comparaison du débit simulé avec le débit observé montre que, comme dans le bassin de l'Ob, le déclenchement de la crue est trop précoce dans les simulations, et que le débit simulé est trop faible en été. La sous-estimation du débit estival est cependant moins marquée dans le Yenissei que dans l'Ob car la sous-estimation des précipitations estivales y est moins creusée. Le débit est cependant fortement sous-estimé au moment du maximum.

D'une manière générale, dans les deux bassins de l'Ob et du Yenissei, l'augmentation du débit associée à la fonte commence plus tôt dans les simulations que dans la réalité, ce qui suggère que la fonte commence trop tôt dans le MCG. La fonte de la neige dépend de la quantité de neige accumulée, car l'albédo du manteau neigeux dépend de son épaisseur, si bien que plus cette épaisseur est grande, plus la température ambiante est basse, et plus la fonte est tardive. La précocité de la fonte dans le MCG du LMD peut donc être liée à une sous-estimation de la chute de neige, ou à une mauvaise distribution spatiale des précipitations neigeuses, tant à grande échelle qu'à l'échelle sous-maille. Elle pourrait aussi être liée au fait que n'est pas représenté dans le MCG l'ombrage par les reliefs, ni le fait qu'au moment de la fonte, le manteau neigeux commence par retenir l'eau liquide avant de la libérer brutalement.

D'autre part, le débit de crue est sous-estimé, alors que les précipitations hivernales sont surestimées. Le ruissellement hortonien, quand l'eau disponible à la surface excède la perméabilité du sol, n'est pas représenté dans le MCG du LMD, ce qui pourrait contribuer à expliquer la sous-estimation du débit de crue. Nous proposons également qu'une cause importante de cette sous-estimation est liée au fait que le sol est gelé une grande partie de l'année aux hautes latitudes, et que le gel du sol n'est pas représenté dans le MCG du LMD. L'eau gelée dans le sol empêche l'infiltration profonde de l'eau dans le sol, et la fonte de cette glace alimente la saturation superficielle du sol, qui empêche également l'infiltration. Ainsi, le gel dans le sol limite considérablement l'infiltration de l'eau produite par la fonte. Par ailleurs, la fonte de la glace dans le sol nécessite de l'énergie, ce qui limite l'énergie disponible pour l'évapotranspiration. Ceci pourrait contribuer à expliquer les différences de précipitation au printemps. Enfin, la fonte des couches superficielles du permafrost peut alimenter des nappes provisoires en été, dont l'importance des nappes pour l'évaporation dans les plaines sibériennes en été est évoquée par Robock et al. (1995). L'absence de ces nappes pourrait contribuer à expliquer la sous-estimation des

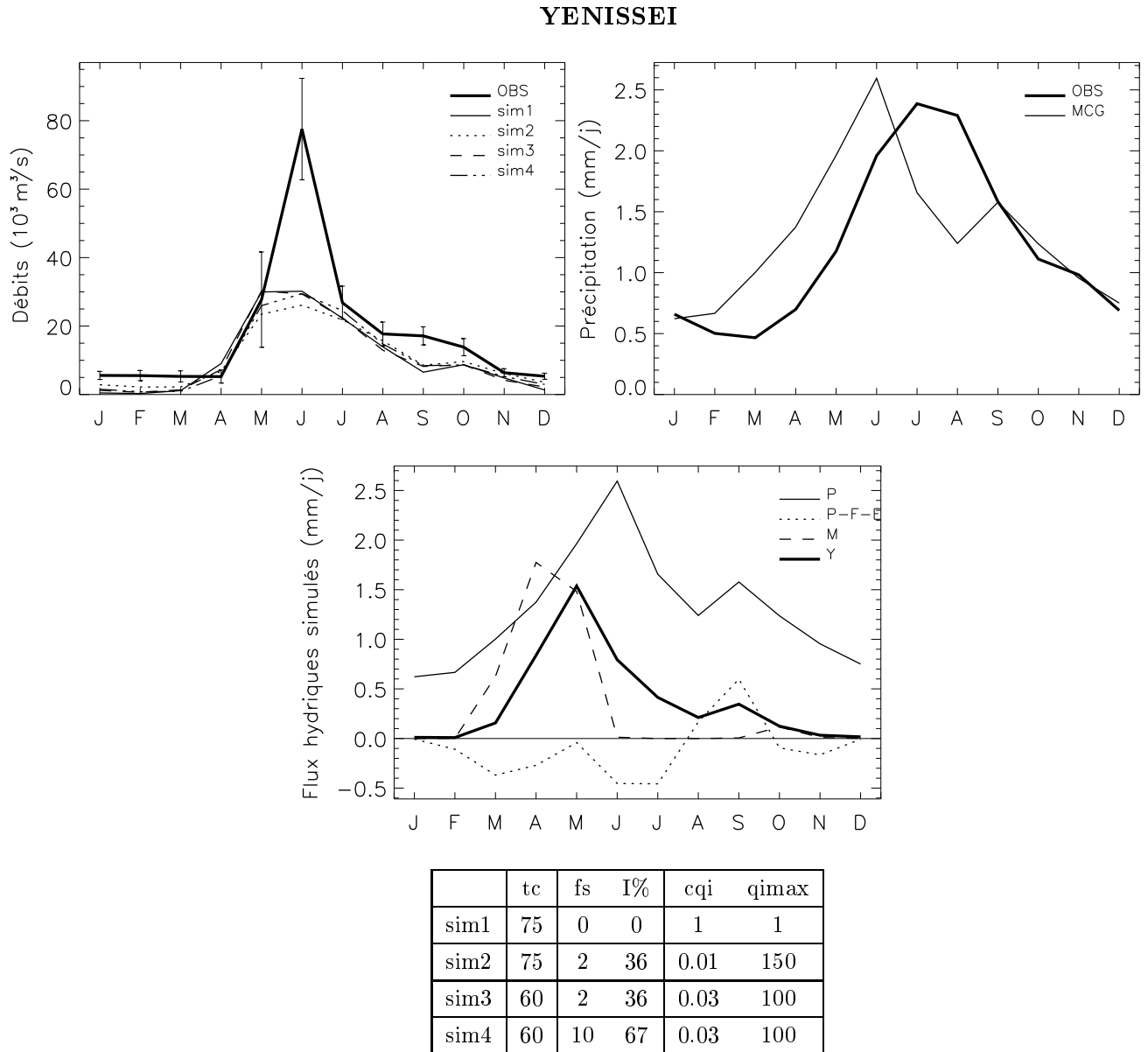


FIG. 6.13 – Bassin du Yenissei : voir figure 6.12. Débits simulés et observés à Igarka.

précipitations estivales dans les régions étudiées, où le recyclage est une source conséquente de précipitation en été (Brubaker et al., 1993). Ces hypothèses doivent bien sûr être étudiées en détail, à travers une validation des températures et de la couverture neigeuse dans la simulation TOT, dont l'écoulement total est utilisé pour forcer le MTL. Nous recommandons également une étude de la sensibilité du MCG du LMD à la représentation du gel de l'eau dans le sol, ainsi qu'à la composante de Horton du ruissellement.

Les différences entre les débits simulés et observés dans le bassin de la Volga et de l'Amour (figures 6.14 et 6.15) présentent des caractéristiques similaires à celles relevées dans les bassins de l'Ob et du Yenisseï : le débit dû à la fonte est assez bien représenté, mais le débit estival est sous-estimé. Dans le bassin de la Volga, ce comportement est clairement illustré par la simulation 1. De même, dans le bassin de l'Amour, la simulation 1, avec $tc=150$ j, représente correctement la montée en crue due à la fonte, mais sous-estime fortement le débit en septembre et octobre, en relation avec le minimum estival des pluies simulées, au moment du maximum des précipitations observées. Cependant, alors que la montée en crue est trop précoce par rapport aux observations dans les bassins de l'Ob et de la Volga, elle semble déclenchée au bon moment dans les bassins de la Volga et de l'Amour. Ceci peut signifier que le MCG représente moins bien le cycle de la neige aux très hautes latitudes qu'aux latitudes un peu plus basses des bassins de la Volga et de l'Amour.

Les simulations 2, 3 et 4 dans le bassin de la Volga montrent l'influence de l'infiltration sur le débit. Elle permet en effet de soutenir le débit à l'étiage, et ce d'autant plus que fs et cqi augmentent. Comme observé dans le Bassin de l'Ob, l'augmentation des étiages est réalisée au détriment des débits de crue. Enfin, la simulation 2 dans le bassin de l'Amour illustre ce qui est, à mon avis, un danger du MTL. En effet, l'augmentation du temps de concentration à 195 j permet de reproduire le débit observé de manière assez satisfaisante. Cet ajustement est cependant artificiel et ne reflète ni la validité physique du MTL ni celle du MCG. Il montre seulement que la nécessité de choisir *a priori* les paramètres du MTL lui confère une trop grande souplesse pour qu'il soit utilisé comme unique outil de validation du MCG.

Le dernier fleuve à forte composante nivale étudié est le Mackenzie (figure 6.16). La première série de courbes présente une importante caractéristique du bassin du Mackenzie par rapport aux quatre autres. En effet, en augmentant le temps de concentration de 1 à 540 j, on ne retarde le maximum du débit simulé que de 3 mois ! Ceci s'explique par la localisation dans le bassin des régions qui alimentent le débit. La carte de la figure 6.17 superpose le contour du bassin versant, tel qu'il est représenté à la résolution 1024×800 , aux moyennes annuelles de l'écoulement total dans TOT. La figure présente aussi les zones isochrones définies dans le bassin du Mackenzie. Les maxima d'écoulement total, qui correspondent spatialement aux maxima de fonte de neige, et qui sont donc associés dans le temps à l'écoulement total de mars, sont dans une zone isochrone qui correspond à un temps de transfert à l'exutoire égal à environ 30% du temps de concentration. La station où les débits sont simulés est elle située dans une zone isochrone qui correspond à un temps de transfert à l'exutoire égal à 15% du temps de concentration. Ainsi, l'écoulement total qui alimente le débit maximum est transporté au niveau de la station en environ 15% du temps de concentration, ce qui donne trois mois pour $tc=540$ j.

La faible sensibilité du MTL à tc dans le bassin ne suffit cependant pas à expliquer la pauvre

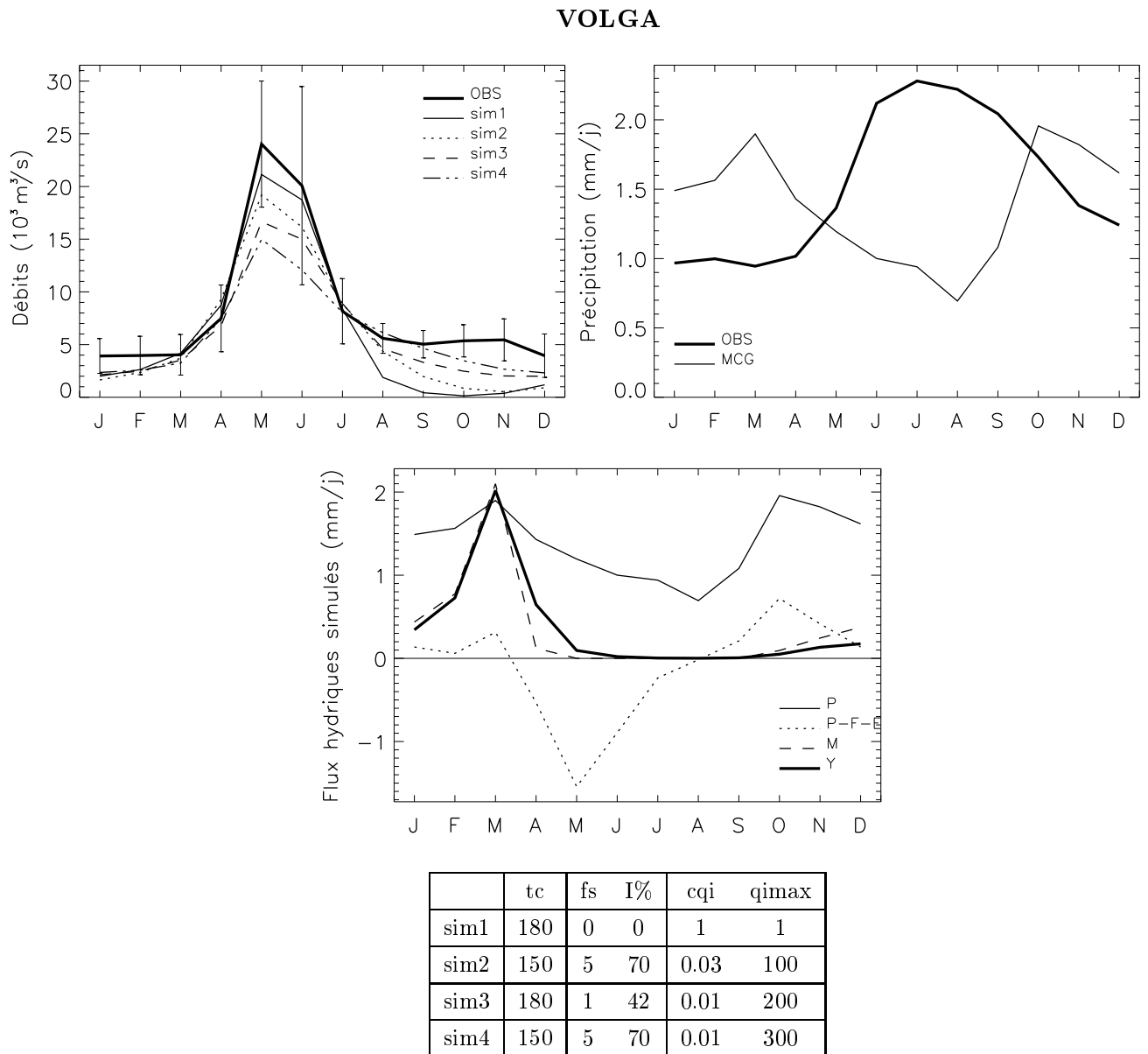
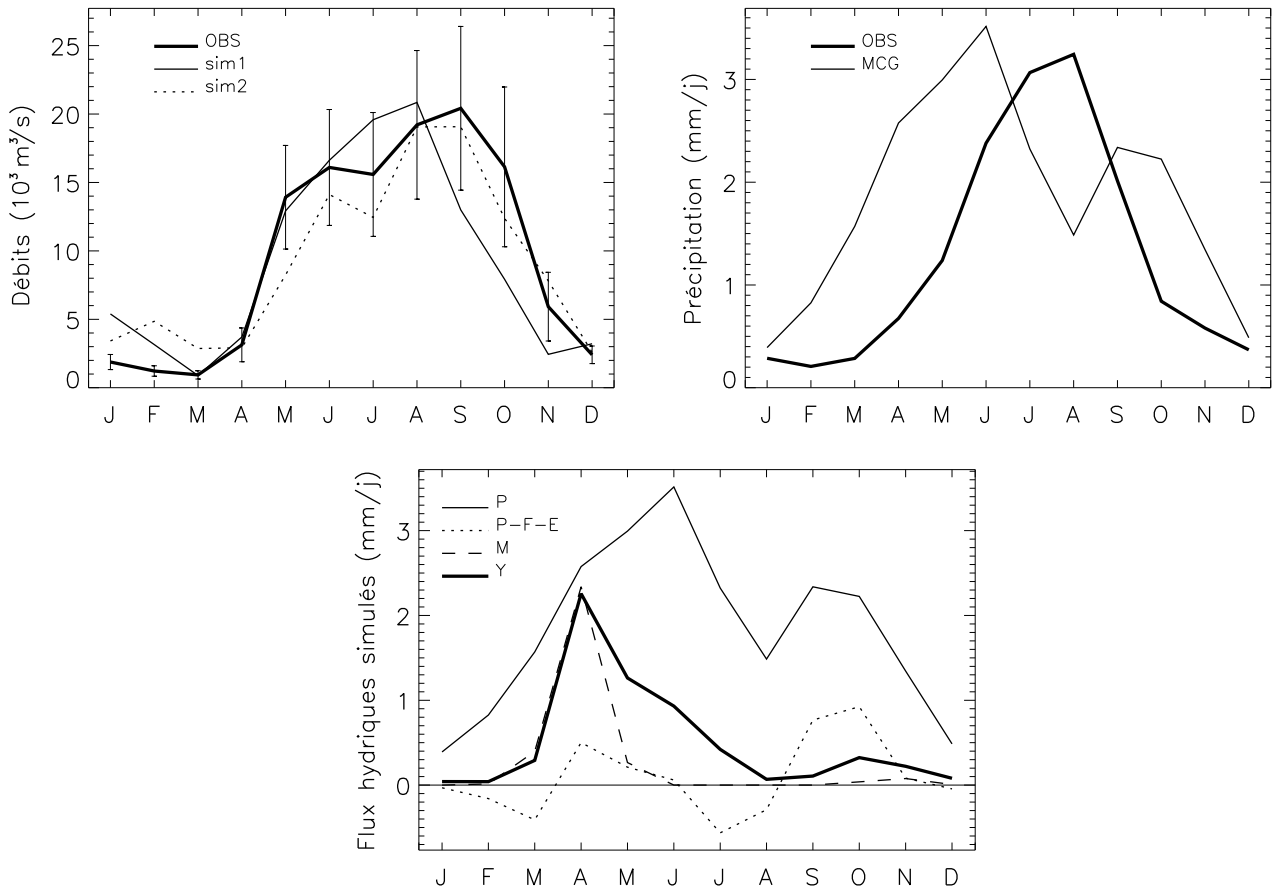


FIG. 6.14 – Bassin de la Volga : voir figure 6.12. Débits simulés et observés à Volgograd Power Plant.

AMOUR



	tc	fs	I%	cqi	qimax
sim1	150	0	0	1	1
sim2	195	0	0	1	1

FIG. 6.15 – Bassin de l'Amour : voir figure 6.12. Débits simulés et observés à Komsomolsk

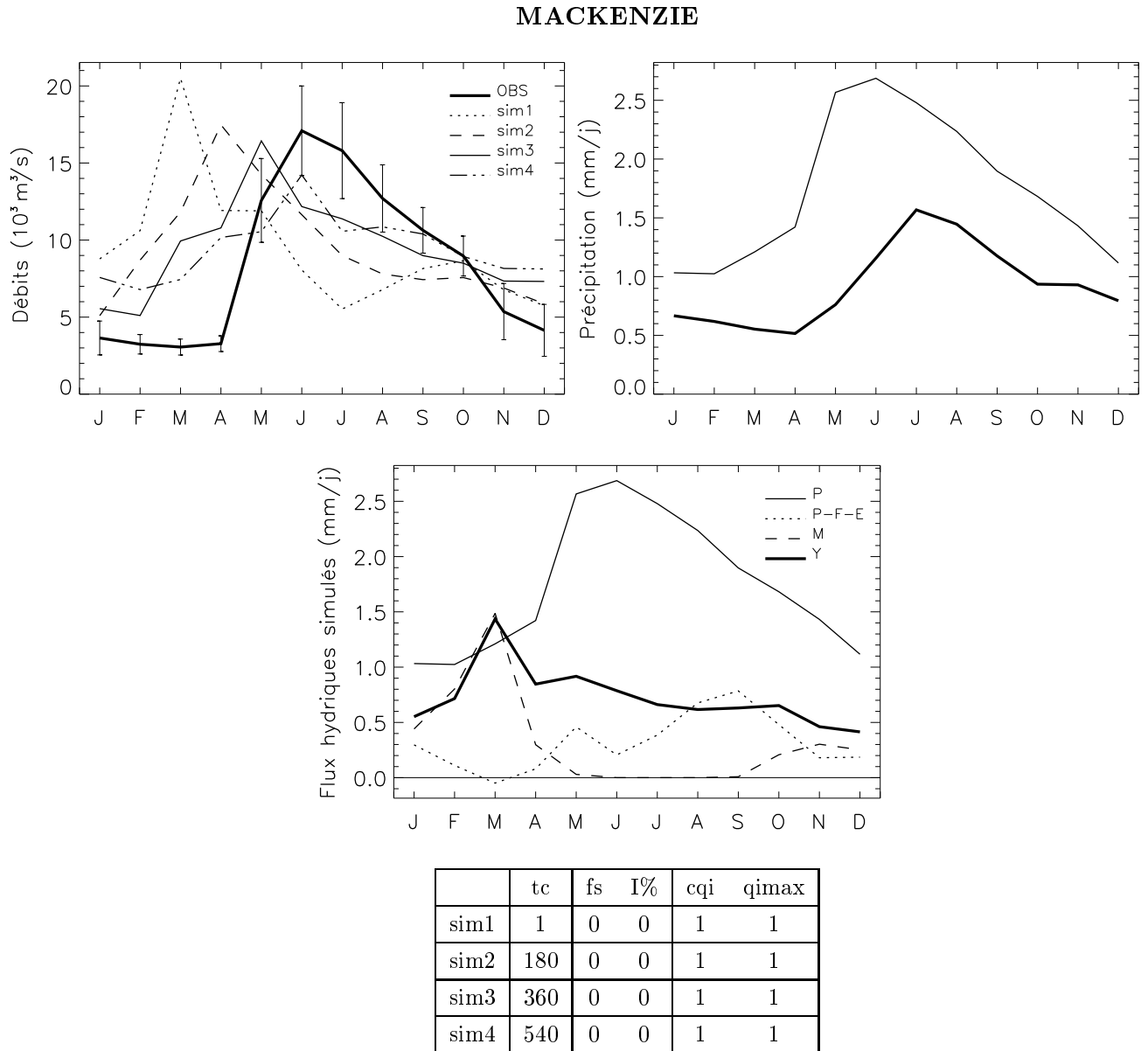


FIG. 6.16 – Bassin du Mackenzie : voir figure 6.12. Débits simulés et observés à Norman Wells.

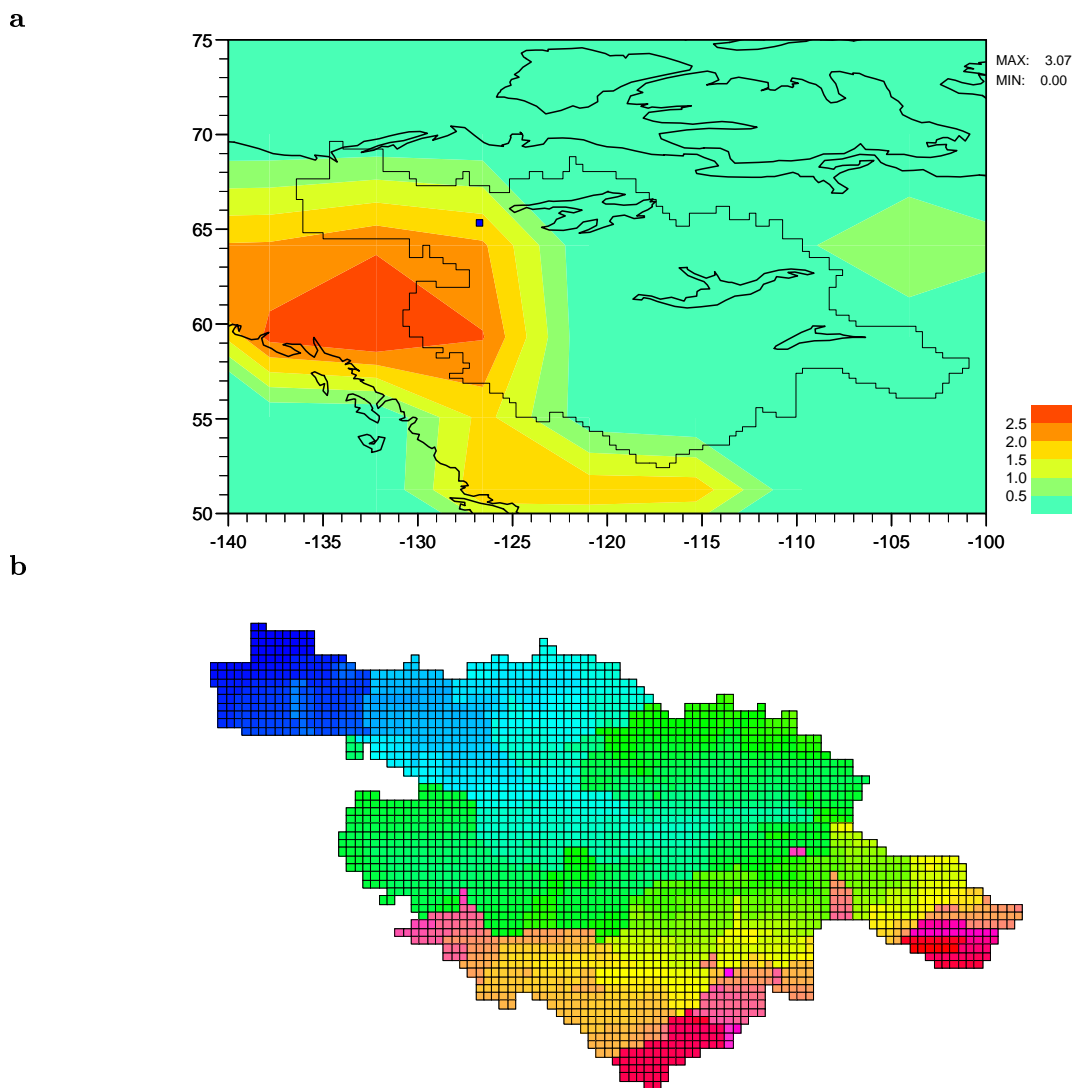


FIG. 6.17 – Bassin du Mackenzie : **a** écoulement total moyen (mm/j), avec la limite du bassin et la position de la station Norman Wells (NW) ; **b** zones isochrones (le temps de transfert à l'exutoire croît de 0 à t_c , du bleu foncé au rouge).

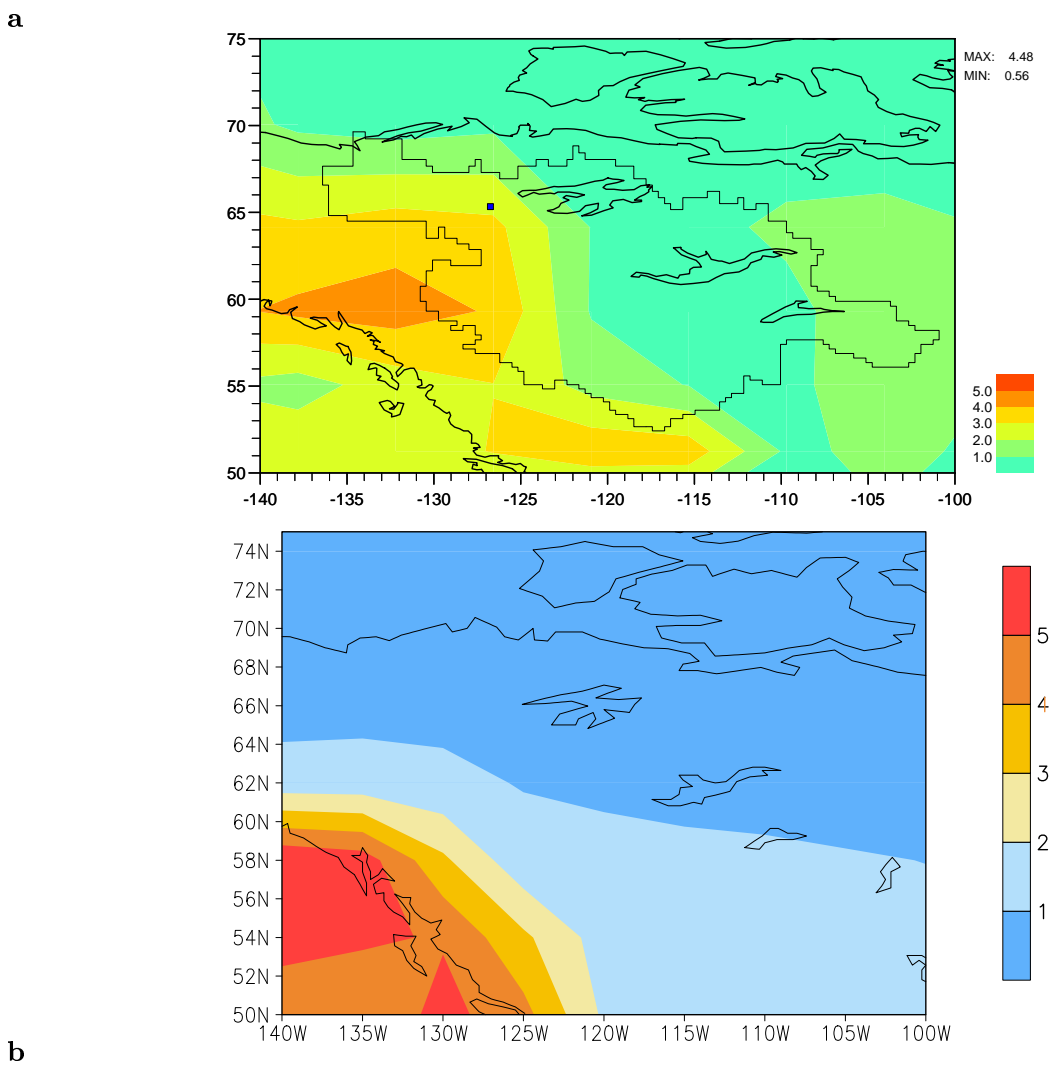


FIG. 6.18 – Bassin du Mackenzie : moyennes annuelles (mm/j) de la précipitation **a** simulée par le MCG du LMD, **b** selon la climatologie de Jaeger (1976,1983) .

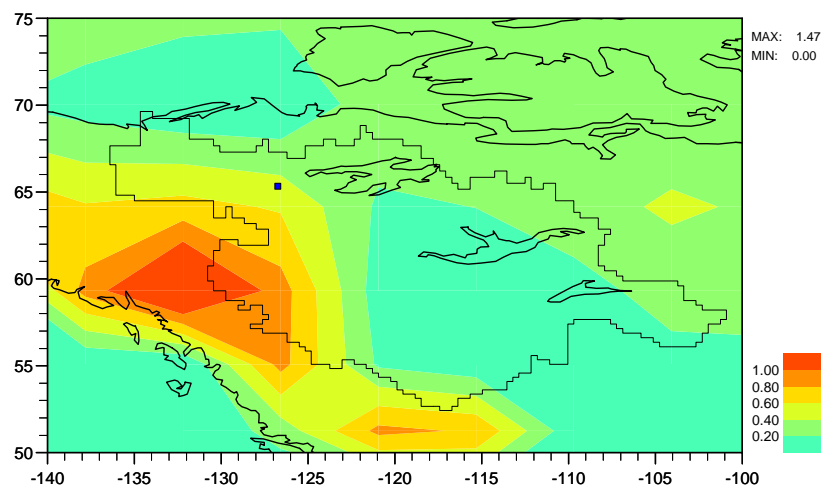


FIG. 6.19 – Bassin du Mackenzie : moyennes annuelles de la fonte de neige simulée par le MCG du LMD (mm/j).

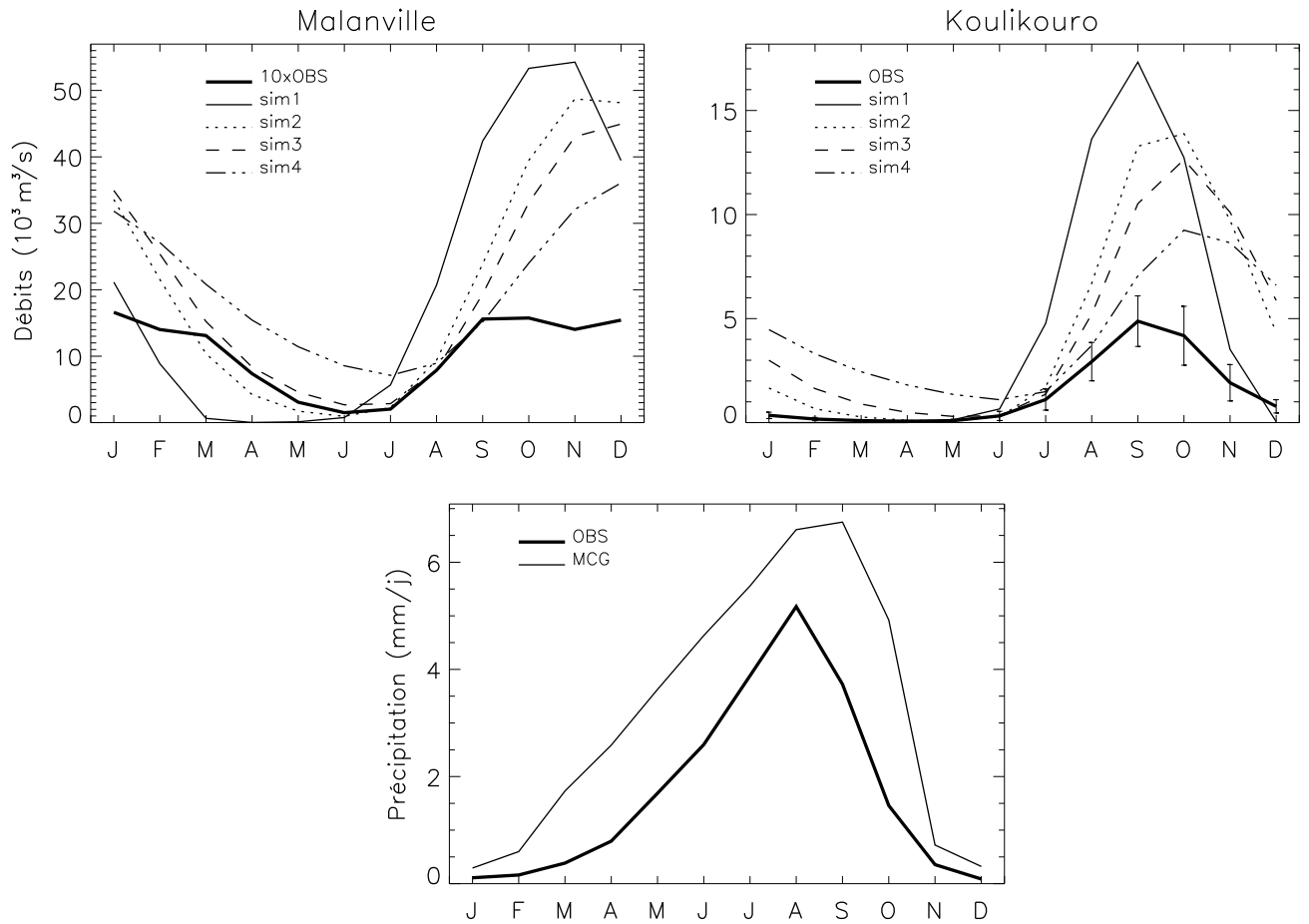
concordance entre les débits simulés et observés. La rapidité de la montée de crue observée, et la forte avance de la crue par rapport aux précipitations observées dans le bassin du Mackenzie sont caractéristiques d'un régime nival. La fonte maximale a lieu en mars dans le MCG et alimente bien le maximum de l'écoulement total. Mais seul un fort retard permet de simuler le maximum du débit en juin, et ce retard irréaliste de 540 jours ralentit fortement la vitesse de montée en crue par rapport aux observations. Deux explications sont dès lors possibles : soit la fonte a lieu dans la bonne région et elle est trop précoce, soit la fonte, et donc les précipitations neigeuses, ne sont pas localisées de manière réaliste dans le MCG. La figure 6.18 compare les précipitations (pluie + neige) observées et simulées par le MCG du LMD : les précipitations observées, plus faibles, sont surtout plus homogènes que les précipitations simulées. Les maxima de précipitation sont dans les deux cas associés au relief (les Montagnes Rocheuses). Les précipitations maximales observées ont lieu sur le flanc ouest du relief, sous influence océanique, et épargnent le flanc est, drainé par le Mackenzie. Dans le MCG, la faible résolution spatiale (64×50) entraîne une plus grande extension horizontale du relief, si bien que les précipitations associées arrosent le bassin du Mackenzie. La figure 6.19 présente la fonte de neige en moyenne annuelle dans le MCG. Cette fonte est maximale au niveau du maximum de précipitation sur les Rocheuses, qui n'est pas représentatif de la réalité. Ailleurs la fonte est relativement homogène, quoique présentant un gradient du Nord vers le Sud, qui traduit l'effet de la température sur la chute de neige. Au vu de ces cartes, il semble donc que la cause la plus probable de la mauvaise représentation de la fonte soit liée à la localisation du maximum de fonte, elle-même liée à la résolution trop faible du relief dans le MCG.

6.5.2 Fleuves subtropicaux

Cinq des bassins que nous avons étudiés sont localisés dans les subtropiques : les bassins du Niger (figure 6.20), du Paranà (figure 6.22), du Zambèze (figure 6.21), du Gange (figure 6.23) et de l'Indus (figure 6.24). Le cycle hydrologique des régions subtropicales est caractérisé par un fort contraste hydrique entre une saison des pluies, associée au passage de la ZCIT, et une saison sèche, associée à la branche subsidente de la circulation méridienne de Hadley, quand la ZCIT est dans l'hémisphère opposé. Les différences de durée de la saison des pluies et de la saison sèche entre les cinq bassins, visibles sur les précipitations observées, sont associées aux différences de latitude des bassins. Le MCG du LMD reproduit bien la saisonnalité des précipitations dans les cinq bassins, même s'il surestime les précipitations pendant la saison des pluies. La comparaison des débits observés avec les débits simulés met en évidence, dans les cinq bassins, une très forte surestimation du débit par le MTL. Cette surestimation est en particulier beaucoup plus importante que la surestimation des pluies. L'exemple le plus extrême est fourni par le bassin du Niger, que nous discuterons en détail.

Dans la figure 6.20, la première série de courbes concerne les débits à Malanville, la station la plus proche de l'exutoire dans le bassin du Niger. La surestimation du débit par le MTL est telle qu'il a fallu multiplier par 10 les débits observés pour rendre possible la comparaison visuelle des débits simulés et observés. La première série de courbes illustre l'importance de l'infiltration pour reproduire le débit du Niger à Malanville. En effet, au facteur multiplicatif près, la simulation 3, avec 98% d'infiltration retardée selon un temps caractéristique $\tau=50$ j, permet une reproduction très satisfaisante de la fin de descente de crue, de l'étiage et du début de la montée en crue. La

NIGER



	tc	fs	I%	cqi	qimax
sim1	360	0	0	1	1
sim2	360	50	98	0.03	500
sim3	360	50	98	0.02	750
sim4	360	50	98	0.01	1500

FIG. 6.20 – Bassin du Niger : cycles annuels moyens des débits observés et simulés ($10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) dans deux stations, Malanville en aval du bassin et Koulikouro en amont ; cycles annuels moyens des pluies observées et simulées sur le bassin ($\text{mm} \cdot \text{j}^{-1}$). Le tableau associé décrit les simulations.

comparaison des différentes simulations illustre comment l'infiltration contribue au retard total du débit par rapport à l'écoulement total. Le très fort pourcentage d'infiltration des simulations 2, 3 et 4 est assez réaliste, si l'on considère que le réservoir d'infiltration dans le MTL représente implicitement les nappes. En effet, dans une région comme le bassin du Niger, avec une forte saison sèche, la nappe est profonde, et elle est alimentée par un important transfert d'eau depuis la rivière vers la nappe (de Marsily, 1995).

Une fois les débits simulés mis en phase avec les débits observés, il apparaît que la forme du cycle saisonnier des débits observés peut se déduire de la forme du cycle saisonnier simulé, en écrêtant les fortes valeurs au delà d'un seuil. Cet écrêtement correspond dans le temps à la saison sèche, et traduit la reprise évaporative massive de l'eau libre des cours d'eau traversant les régions très sèches (Rodier, 1985).

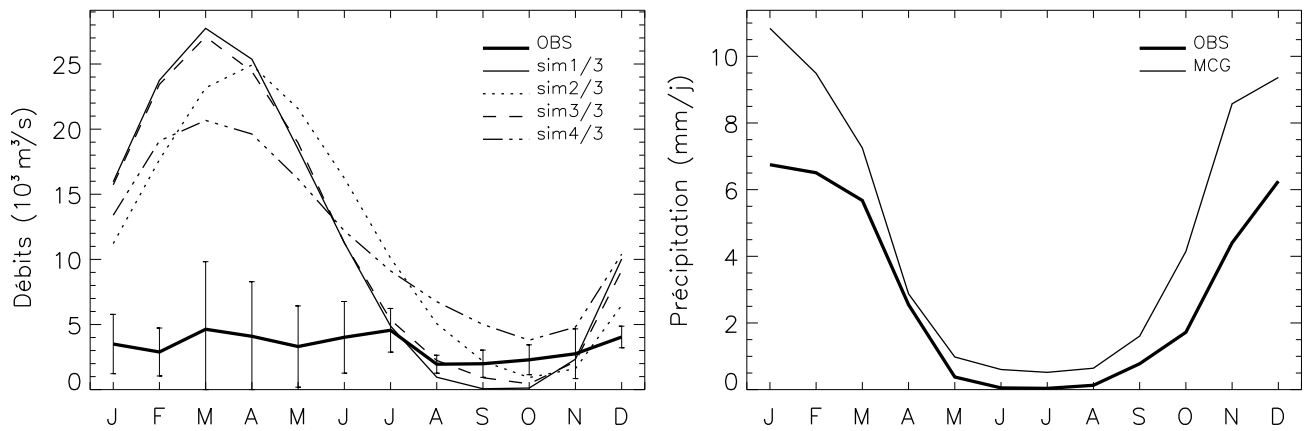
Koulikouro est une station beaucoup plus en amont sur le cours du Niger : au niveau de cette station, le temps de transfert à l'exutoire vaut $0.85tc$, alors qu'au niveau de Malanville, il vaut seulement $0.3tc$. Le temps de concentration jusqu'à Koulikouro est $0.15tc$, et ceci explique que le débit simulé à Koulikouro ne soit pas sensible au temps de concentration. En revanche, le débit y est sensible à l'infiltration. Comme à Malanville, le coefficient de tarissement $cqi=0.01$ est trop faible, puisqu'il provoque un retard d'un mois entre le maximum du débit simulé et le maximum du débit observé.

Il existe deux différences fortes entre les débits à Koulikouro et les débits à Malanville. D'abord, la surestimation du débit simulé est beaucoup plus faible à Koulikouro qu'à Malanville (d'environ un facteur 10, par lequel le débit observé est multiplié à Malanville sur la figure). Ensuite, les débits de crue ne sont pas écrêtés à Koulikouro comme à Malanville. Il semble raisonnable d'admettre que la surestimation du débit simulé à Koulikouro résulte principalement de la surestimation des précipitations. En revanche, à Malanville, la surestimation supplémentaire d'un facteur 10 et l'écrêtement des débits maximaux résultent de la reprise évaporative. C'est en fait le retard imposé à l'écoulement par l'écoulement latéral dans le réseau hydrographique qui permet une reprise évaporative si forte. En effet, il force l'écoulement total produit pendant la saison des pluies à rester en grande partie dans le bassin jusqu'à la saison sèche.

Les bassins du Zambèze et du Paranà présentent un comportement similaire à celui du bassin du Niger. Dans le bassin du Zambèze (figure 6.21), les débits simulés, divisés par trois, sont encore bien supérieurs au débit observé, qui semble écrêté quand le maximum du débit arrive en saison sèche. Nous avons, dans ce bassin, préféré diviser les débits simulés que multiplier le débit observé, afin de garder une signification aux écarts-types mensuels des observations. Ces écarts-types sont beaucoup plus importants que ceux du Paranà par exemple, car seulement quatre années de mesures sont disponibles. La forte incertitude résultante sur le mois présentant le débit maximum ne facilite pas l'ajustement. Enfin, la comparaison des différentes simulations montre que, comme dans le bassin du Niger, le retard total imposé au débit est fortement sensible à l'infiltration.

La différence majeure entre le bassin du Paranà, et ceux du Zambèze et du Niger, tient au fait que la saison sèche est moins marquée dans le bassin du Paranà, si bien que les débits observés et simulés sont plus forts. Le débit simulé est d'autre part moins surestimé que dans les deux autres bassins (ni le débit observé, ni les débits simulés ne sont modifiés par un facteur multiplicatif dans la figure 6.22), même s'il reste surestimé, alors que les précipitations simulées

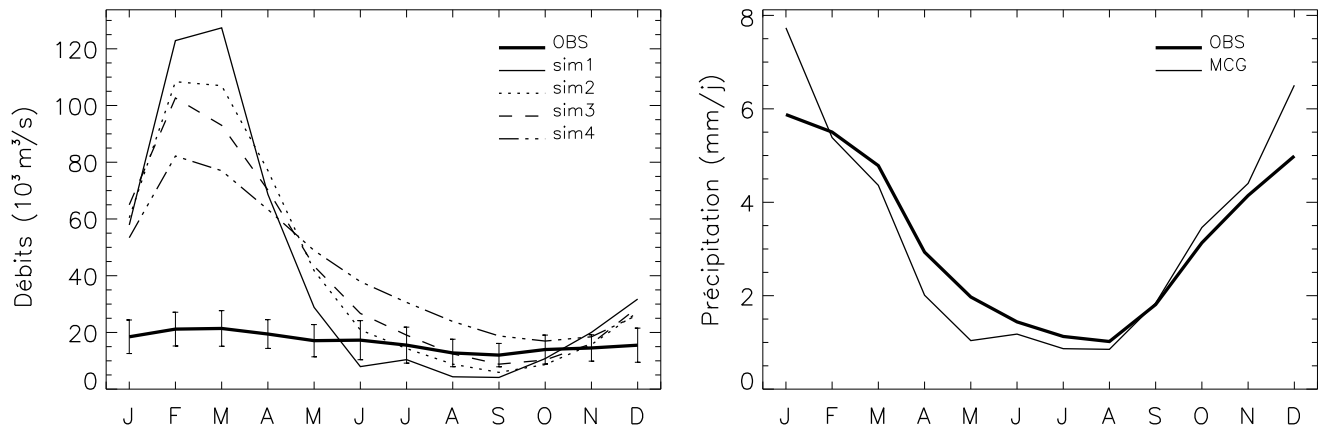
ZAMBEZE



	tc	fs	I% cqi	qimax	
sim1	180	0	0	1	1
sim2	180	15	76	0.03	500
sim3	120	15	76	0.03	500
sim4	90	15	76	0.01	1000

FIG. 6.21 – Bassin du Zambèze : cycles annuels moyens des débits observés et simulés ($10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) à Matundo-Cais ; cycles annuels moyens des pluies observées et simulées sur le bassin ($\text{mm} \cdot \text{j}^{-1}$). Le tableau associé décrit les simulations.

PARANA



	tc	fs	I% cqi	qimax	
sim1	150	0	0	1	1
sim2	90	50	98	0.03	800
sim3	60	50	98	0.02	1000
sim4	60	40	95	0.01	1200

FIG. 6.22 – Bassin du Paraná : voir figure 6.21. Débits simulés et observés à Corrientes.

par le MCG sont très semblables aux précipitations observées. Si l'évaporation simulée (environ 3 mm/j en saison des pluies et 1 mm/j en saison sèche) n'est pas notablement sous-estimée, alors la surestimation du débit simulé suggère qu'il existe dans ce bassin une reprise évaporative depuis le cours d'eau, qui n'est pas représentée par l'ensemble MTL/MCG.

La représentation du débit observé du Paraná selon une échelle de débit plus réduite que sur la figure 6.22 permet d'identifier le débit mensuel maximum en mars, et le débit mensuel minimum en septembre. Comme dans les deux bassins subtropicaux étudiés précédemment, c'est avec une infiltration abondante mais pas trop retardée ($cqi > 0.01$), que l'ajustement du cycle saisonnier des débits simulés et observés est le plus satisfaisant.

Les derniers bassins subtropicaux étudiés sont les bassins du Gange et de l'Indus, dont le cycle hydrologique est dominé par la mousson indienne, ce qui explique le maximum de précipitation en juillet-août. Le cycle saisonnier des précipitations est bien représenté par le MCG du LMD, et le MTL permet de reproduire correctement celui du débit. Le débit simulé est cependant surestimé. Cette surestimation a, comme dans les autres bassins subtropicaux, deux causes. La première est la surestimation par le MCG de la précipitation, qui semble expliquer dans le bassin du Gange une grande part de la surestimation du débit simulé. Dans le bassin de l'Indus en revanche, le débit de crue simulé est surestimé davantage que ne l'est le maximum des précipitations simulées par le MCG. Ceci indique que l'évaporation est sous-estimée par le MCG dans le bassin de l'Indus. Comme dans les bassins du Niger, du Zambèze et du Paraná, nous suggérons que cette sous-estimation de l'évaporation simulée est liée au fait que la reprise évaporative de l'eau libre dans les cours d'eau n'est pas représentée dans le MCG. En effet, seul le cours supérieur de l'Indus, au niveau des contreforts himalayens, est arrosé par la mousson, alors que son cours inférieur traverse des régions très sèches, où la reprise évaporative doit être importante. Cette dernière semble en revanche peu importante dans le bassin du Gange. Ceci est certainement associé au fait que toute la vallée du Gange est arrosée par la mousson, et que le retard causé par le transport latéral n'est pas assez important pour maintenir l'eau dans le bassin jusqu'à la saison sèche.

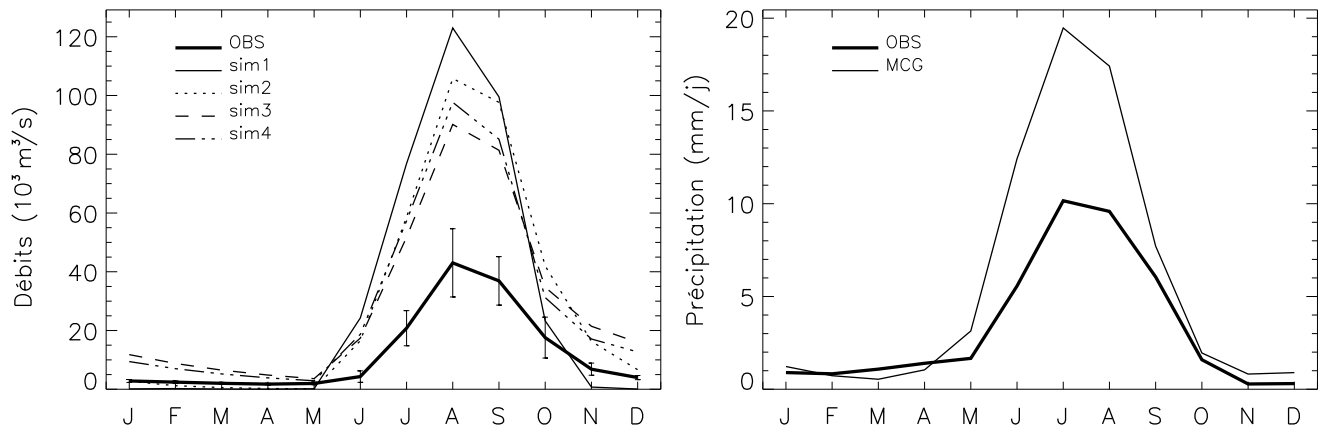
Enfin, il n'est pas nécessaire d'introduire une forte infiltration dans le MTL pour obtenir une simulation satisfaisante du cycle annuel du débit dans les bassins du Gange et de l'Indus, contrairement aux trois autres bassins subtropicaux. Il est possible que ceci soit dû à la forte proportion de régions très pentues dans le bassin, au niveau de l'Himalaya. En effet, plus la pente est forte, plus la part du ruissellement dans l'écoulement total est importante. Nous avons utilisé le MTL avec des paramètres fs et cqi identiques dans toutes les mailles d'un bassin, et les bassins du Gange et de l'Indus semblent très intéressants pour étudier la sensibilité du MTL à la répartition spatiale de fs et cqi . Cette étude sera réalisée ultérieurement.

6.5.3 Fleuves équatoriaux

Le bassin du Zaïre (figure 6.25), localisé dans la zone équatoriale, est traversé deux fois par an par la ZCIT, si bien qu'il est très humide, et que son cycle hydrologique est caractérisé par deux saisons des pluies. Le bassin de l'Amazone (figure 6.26) ne présente qu'une seule saison des pluies, de janvier à mars, car il est situé au sud de l'équateur.

Les variations saisonnières de la précipitation sont assez bien représentées par le MCG du LMD. Les précipitations simulées sont cependant sous-estimées dans le bassin de l'Amazone.

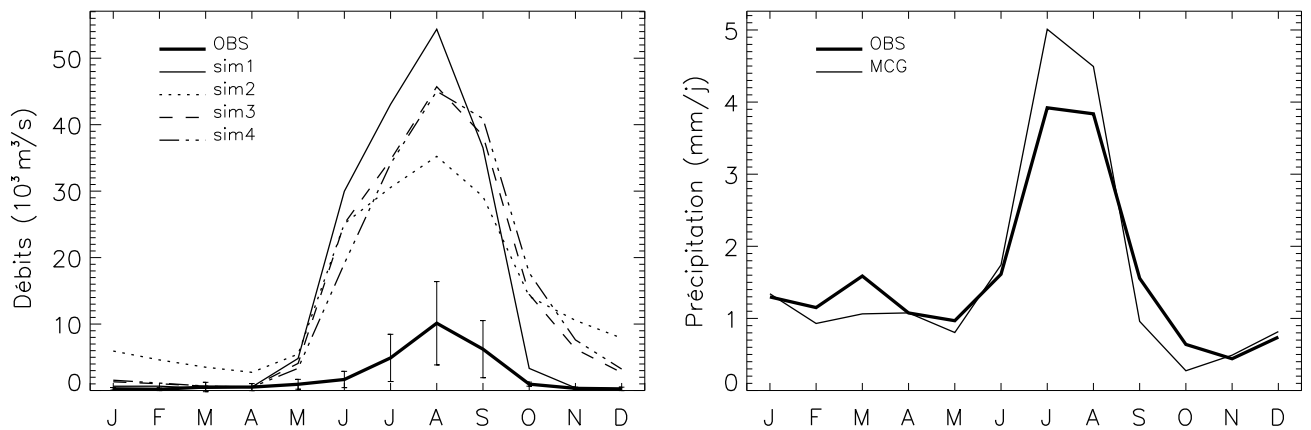
GANGE



	tc	fs	I%	cqi	qimax
sim1	90	0	0	1	1
sim2	90	20	55	0.03	1000
sim3	90	20	55	0.01	3000
sim4	90	15	44	0.01	1500

FIG. 6.23 – Bassin du Gange : voir figure 6.21. Débits simulés et observés à Farakka.

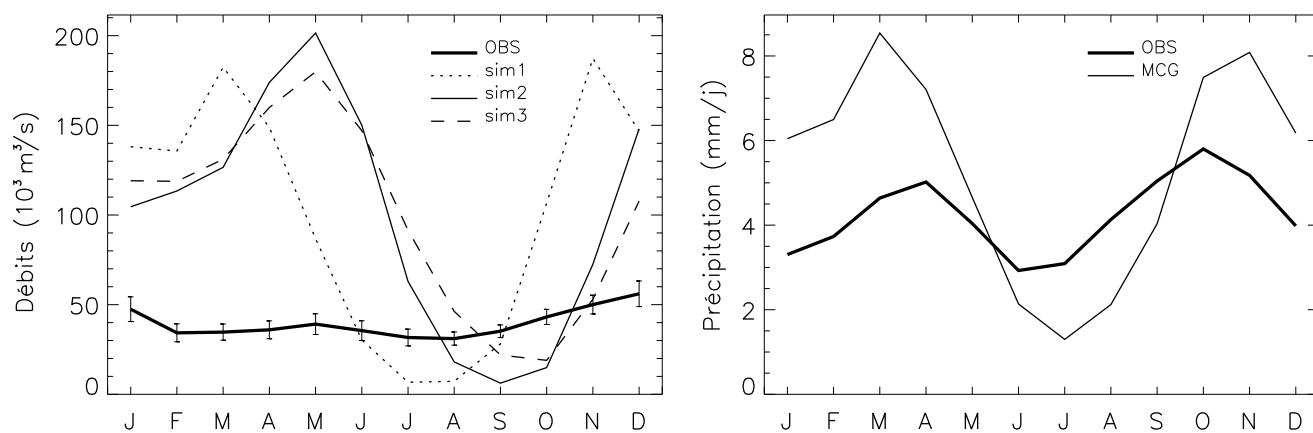
INDUS



	tc	fs	I%	cqi	qimax
sim1	30	0	0	1	1
sim2	30	10	53	0.01	500
sim3	30	10	53	0.03	200
sim4	30	30	77	0.03	300

FIG. 6.24 – Bassin de l'Indus : voir figure 6.21. Débits simulés et observés à Kotri.

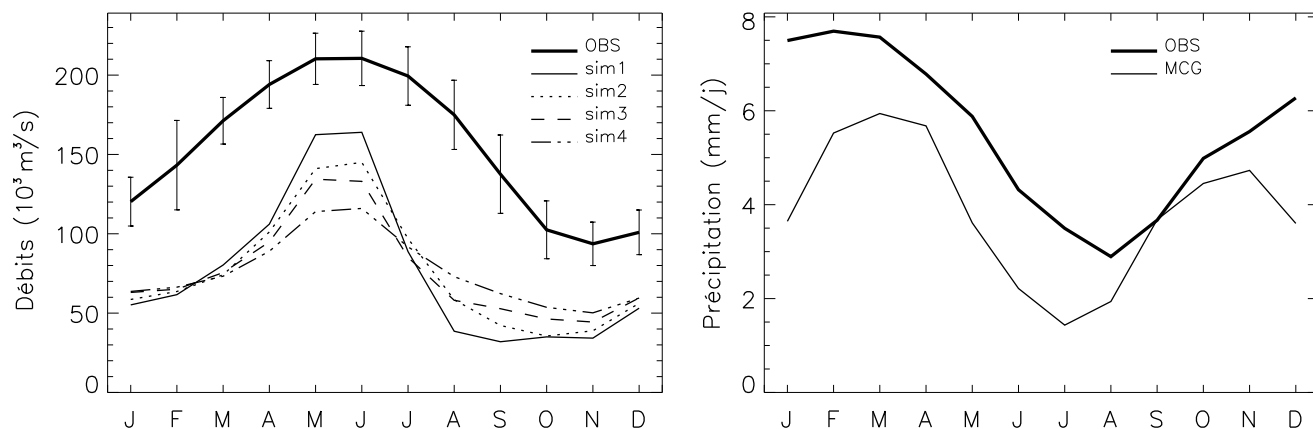
ZAIRE



	tc	fs	I%	cqi	qimax
sim1	1	0	0	1	1
sim2	120	0	0	1	1
sim3	90	20	88	0.03	500

FIG. 6.25 – Bassin du Zaire : voir figure 6.21. Débits simulés et observés à Kinshasa.

AMAZONE



	tc	fs	I%	cqi	qimax
sim1	150	0	0	1	1
sim2	120	30	92	0.03	400
sim3	135	10	59	0.01	600
sim4	120	30	92	0.01	1200

FIG. 6.26 – Bassin de l'Amazonie : voir figure 6.21. Débits simulés et observés à Obidos.

Dans le bassin du Zaire, les précipitations sont sous-estimées en saison sèche, et au contraire surestimées en saison des pluies. La comparaison des cartes de précipitation simulée et observée, dans les bassins du Zaire (figure 6.27) et de l'Amazone (figure 6.28), permet d'expliquer pourquoi le cycle annuel des précipitations simulées par le MCG se compare différemment au cycle annuel observé dans les deux bassins, alors que dans les deux cas, le cycle hydrologique est dominé par la convection associée à la ZCIT. Pour les deux bassins, les maxima annuels de précipitation simulés par le MCG sont localisés sur les reliefs qui limitent les bassins. Au contraire, la climatologie de Jaeger (1976,1983) place les maxima annuels de précipitation dans la cuvette des bassins. La figure 6.29 montre la climatologie de précipitation établie par Figueroa et Nobre (1990) (Nobre et al., 1991) pour le bassin amazonien. Cette climatologie, basée sur une importante densité de mesures, notamment sur les reliefs, montre des maxima importants de précipitation sur les Andes, et prouve que la climatologie de Jaeger, comme toutes les climatologies basées sur un réseau lâche de mesures, sous-estime la précipitation associée aux reliefs (section 5). Il semble donc que le MCG sous-estime la convection dans les régions de basse altitude, et que ce défaut tend à être masqué en saison des pluies par la forte activité convective induite dans le MCG au niveau des reliefs. Cet effet est particulièrement marqué dans le bassin du Zaire, presque encerclé de massifs montagneux.

Dans les deux bassins du Zaire et de l'Amazone, les différences entre les débits observés et simulés dépendent principalement des différences entre les précipitations observées et simulées. Ainsi le débit simulé est sous-estimé dans le bassin de l'Amazone, et dans le bassin du Zaire, il est sous-estimé à l'étiage et surestimé en période de crue.

Dans le bassin de l'Amazone, la forme générale de l'hydrographe est mieux représentée avec de l'infiltration. Il n'est cependant pas certain que ce soit encore le cas si les précipitations étaient plus réalistes. Alors la cuvette du bassin contribuerait bien davantage au débit, ce qui est susceptible de modifier la forme de l'hydrographe de manière importante.

Dans le bassin du Zaire, il n'est pas possible de mettre en phase à la fois les maxima de crue et l'étiage simulés avec les maxima de crue et l'étiage observés, car les maxima et le minimum de la pluie simulée sont décalés par rapport à ceux de la pluie observée. De plus, la saison sèche de décembre-janvier est très surestimée par le MCG. L'écoulement total, représenté par le débit de la simulation 1, avec $fs=0$ et $tc=1j$, présente un minimum local en janvier-février-mars, mais le premier pic de crue est complètement effacé par l'infiltration dans les simulations 2 et 3.

Finalement, dans les deux bassins du Zaire et de l'Amazone, la mauvaise spatialisation des précipitations par le MCG empêche de reproduire correctement le débit de ces fleuves avec le MTL.

6.5.4 Fleuves des moyennes latitudes

Les figures 6.30 et 6.31 présentent les débits et les précipitations, simulés et observés, dans les bassins du Mississippi et du Danube respectivement. Dans les deux bassins, le maximum de crue a lieu avant le maximum des précipitations, ce qui révèle une contribution importante de la fonte de la neige dans le débit. Cette contribution est cependant moins importante que dans les cinq bassins des hautes latitudes étudiés dans la paragraphe 6.5.1, car la montée en crue observée est beaucoup moins brutale.

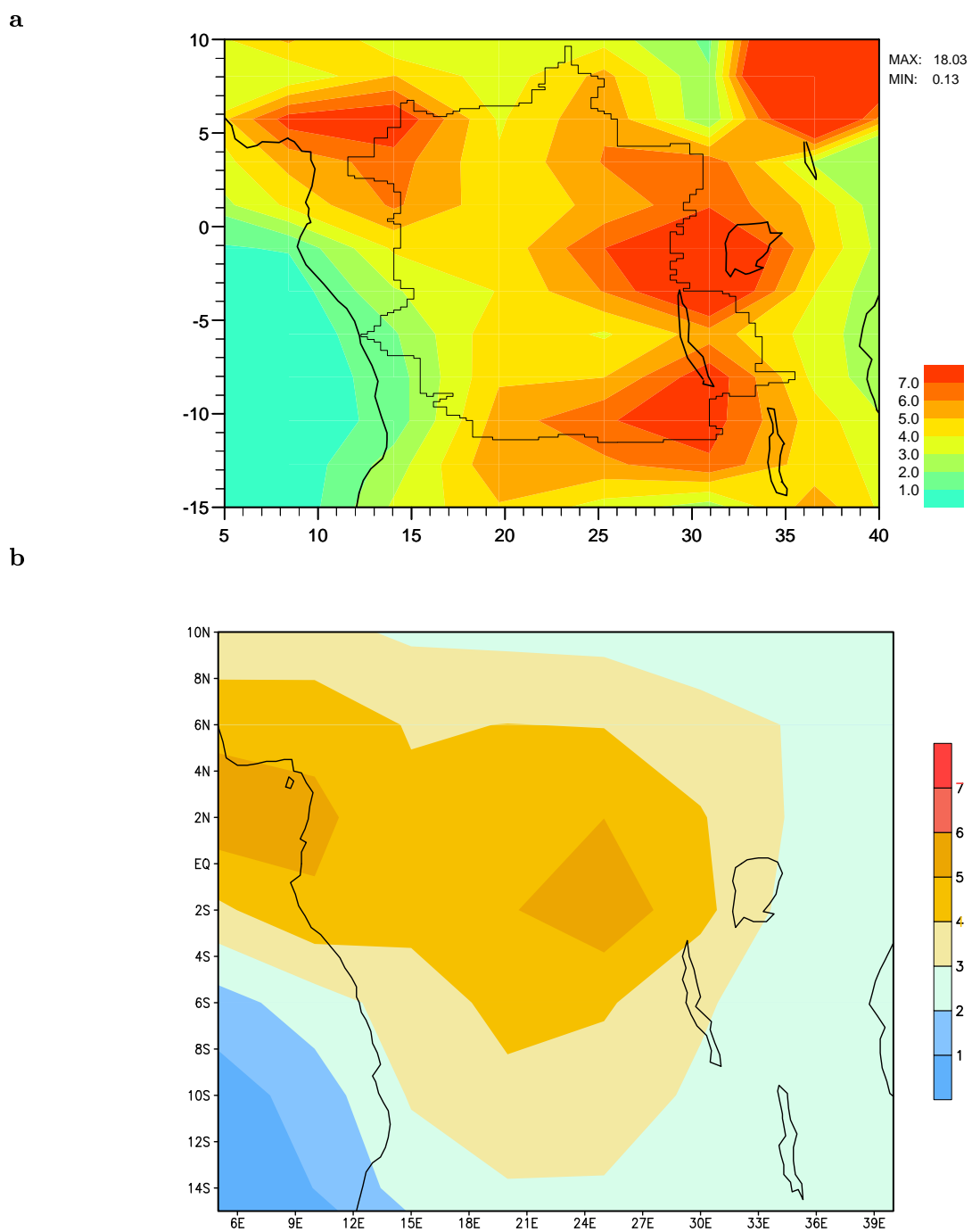


FIG. 6.27 – Bassin du Zaire : moyennes annuelles (mm/j) de la précipitation **a** simulée par le MCG du LMD, **b** selon la climatologie de Jaeger (1976,1983).

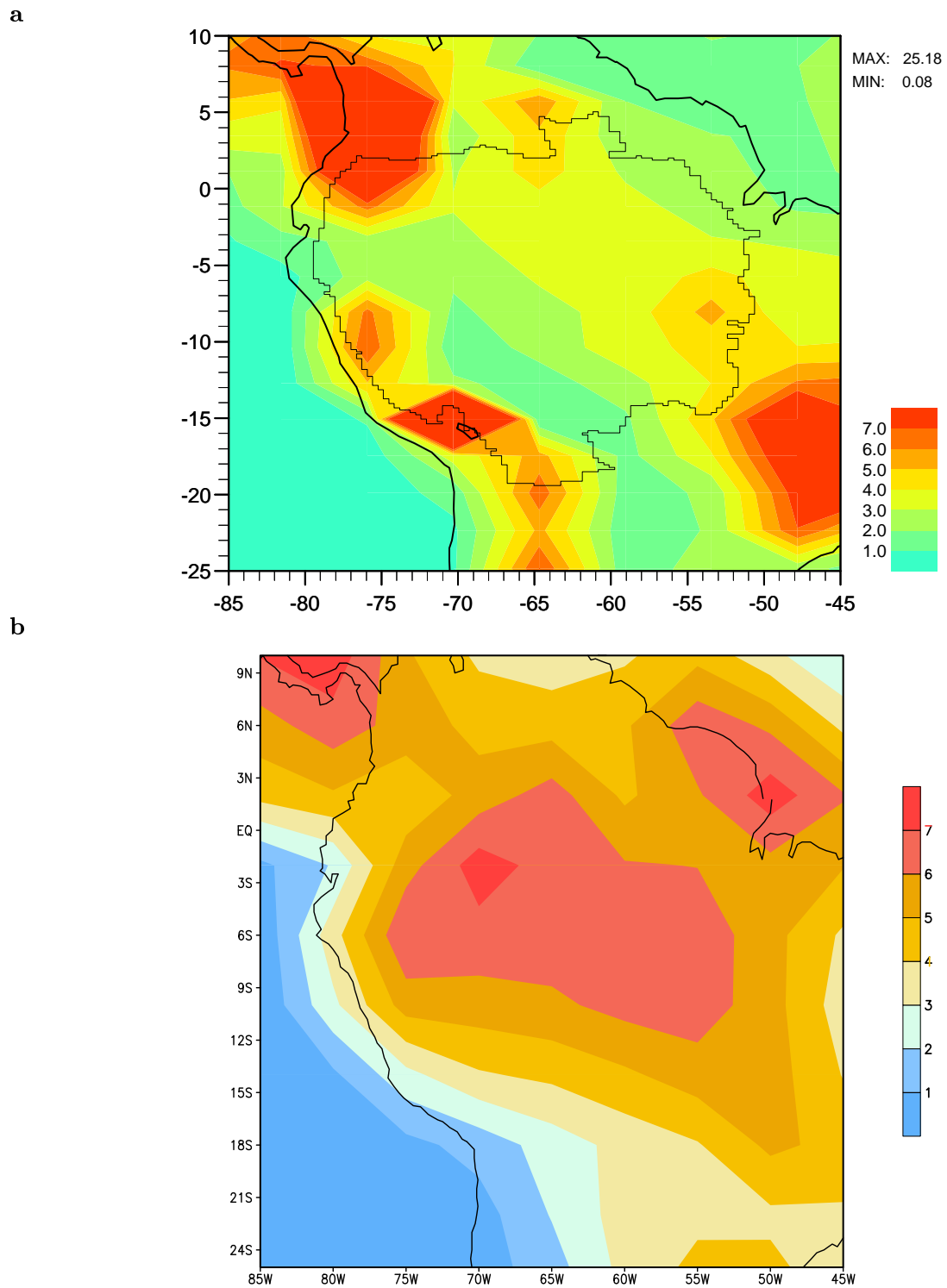
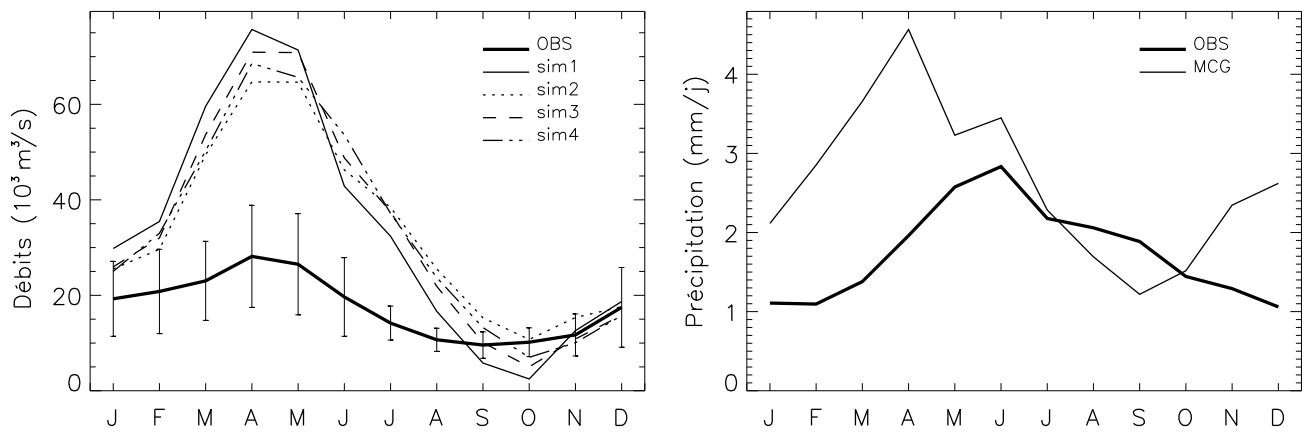


FIG. 6.28 – Bassin de l'Amazonie : moyennes annuelles (mm/j) de la précipitation **a** simulée par le MCG du LMD, **b** selon la climatologie de Jaeger (1983).

FIG. 6.29 – Précipitation dans la région amazonienne : observations de Figueroa et Nobre (1990) en janvier et juillet (mm/mois).

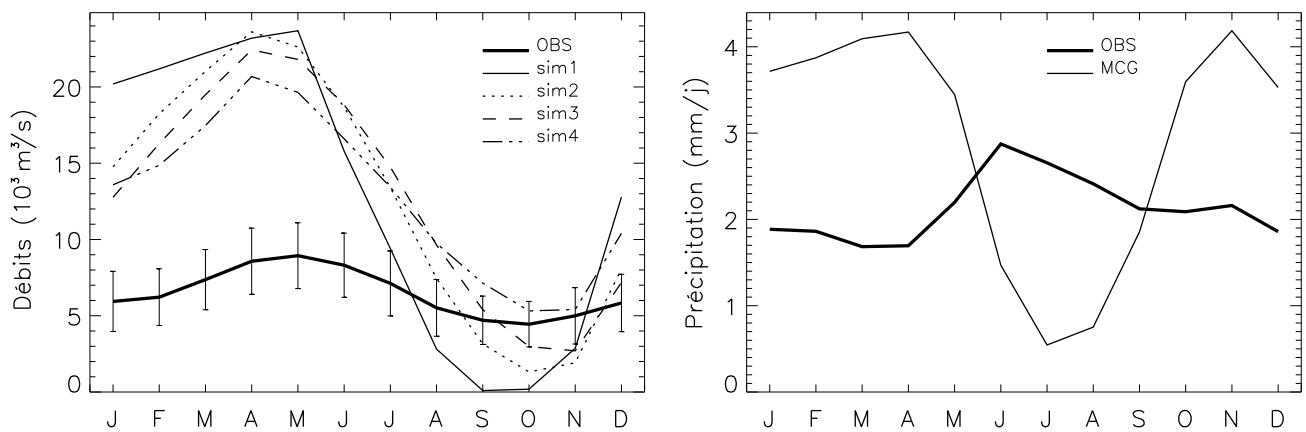
MISSISSIPPI



	tc	fs	I%	cqi	qimax
sim1	30	0	0	1	1
sim2	30	2	42	0.01	250
sim3	30	2	42	0.03	100
sim4	15	10	80	0.03	250

FIG. 6.30 – Bassin du Mississippi : voir figure 6.21. Débits simulés et observés à Vicksburg.

DANUBE



	tc	fs	I%	cqi	qimax
sim1	105	0	0	1	1
sim2	90	15	89	0.03	300
sim3	90	15	89	0.02	400
sim4	90	8	76	0.01	600

FIG. 6.31 – Bassin du Danube : voir figure 6.21. Débits simulés et observés à Ceatal Izmail.

Dans les deux bassins, les précipitations simulées par le MCG du LMD présentent deux différences importantes avec les précipitations observées compilées par Jaeger (1983). La première est une sous-estimation des précipitations estivales, qui est particulièrement marquée dans le bassin du Danube. La seconde est une forte surestimation des précipitations hivernales. La comparaison des cartes de précipitation moyenne simulée et observée montre que cette surestimation est encore une fois associée aux reliefs. Il en résulte que, quels que soient les jeux de paramètres choisis, le débit simulé est caractérisé par une crue beaucoup trop importante, et un tarissement trop marqué à l'étiage. La seule exception à ce dernier point est la simulation 4 du débit du Danube, avec $cqi=0.01$. Cependant, le fort retard à l'infiltration associé à cette valeur de cqi entraîne une asymétrie de la séquence "retombée de crue, étiage, montée en crue", qui est aussi peu réaliste que la faiblesse de l'étiage, et qui ne s'explique pas par les anomalies de précipitation. Enfin, si le temps de concentration nécessaire à la mise en phase des débits simulés et observés semble raisonnable dans le bassin du Danube, en regard de la faible pente du cours inférieur du fleuve, ce n'est pas le cas dans le bassin du Mississippi, qui présente la même caractéristique du cours inférieur, mais dont la surface est environ quatre fois plus importante que celle du bassin du Danube. Le faible temps de concentration des simulations du débit du Mississippi est en fait un artifice qui compense l'avance de deux mois du maximum des pluies simulées par rapport à celui des pluies observées.

6.6 Résumé et discussion

Nous avons utilisé le Modèle de Transport Latéral (MTL) pour simuler le débit de 14 grands fleuves, dont les bassins versants sont situés dans les quatre grandes zones méridiennes : les hautes latitudes, les moyennes latitudes, les subtropiques et la région équatoriale. Etant donné les fortes différences entre les précipitations simulées et observées, le MTL ne peut pas reproduire parfaitement les débits observés à partir du forçage par l'écoulement total simulé par le MCG du LMD. Il a cependant été possible de déterminer dans la plupart des bassins un ou plusieurs jeux de paramètres qui permette de phaser les débits simulés avec les débits observés, de manière satisfaisante en regard des erreurs de la précipitation simulée.

Les paramètres fs et cqi , qui déterminent le pourcentage d'infiltration et la vitesse du tarissement du réservoir de retard à l'infiltration, ont un effet important sur la forme de l'hydrographe. Ils modulent en effet la vitesse de la montée et de la descente de crue. Dans tous les bassins étudiés, $cqi=0.01$ s'est avéré ralentir l'infiltration de manière excessive. Nous recommandons donc de réaliser les futurs ajustements avec $cqi=0.02$, qui fait partie des valeurs déjà utilisées dans le Modèle Couplé (tableau 6.4). Le coefficient de tarissement cqi étant fixé, l'écoulement latéral est d'autant plus retardé par l'infiltration que fs est grand. Les résultats présentés dans la section précédente indiquent que fs doit être très faible dans les bassins sub-polaires, et qu'il doit au contraire correspondre à un fort pourcentage d'infiltration $I\%$ dans les bassins subtropicaux. Les exemples du Gange et de l'Indus suggèrent de plus une dépendance de fs vis-à-vis de la pente, qui sera étudiée ultérieurement.

Le paramètre le plus important pour la mise en phase des débits mensuels simulés et observés est le temps de concentration tc . Ce paramètre est donc le déterminant majeur du

retard total T entre les centres de gravité de l'écoulement total moyen sur un bassin et du débit à l'exutoire de ce bassin. L'infiltration peut néanmoins contribuer de manière significative à ce retard, comme le montre par exemple la similarité des débits des simulations 1 et 3 dans le bassin du Yenisseï, ou des simulations 1 et 3 dans le bassin du Zambèze.

Il existe de nombreuses lois empiriques du retard T entre écoulement total et débit à l'exutoire. Ces lois relient le retard T à des caractéristiques physiographiques du bassin : sa surface A ou la longueur L du bras le plus long, ainsi que la pente S de ce dernier. Nombreuses sont les lois qui relient en outre le retard T au volume d'eau transporté dans le bassin. En effet, dans un réseau donné, les équations de Saint-Venant, qui décrivent la conservation de la masse et de la quantité de mouvement de l'eau dans un canal, relient la vitesse de l'écoulement au niveau de l'eau dans le canal, et donc au volume contenu dans le canal. Ainsi, Askew (1970) propose, pour des bassins de surface inférieure à 100 km², la loi suivante du retard T :

$$T = 0.877 L^{0.80} S^{-0.33} Q^{-0.23} \quad (6.20)$$

où Q est la moyenne des débits de crue. Un autre exemple est proposé par Vorosmarty et al. (1989), qui relient le retard T de l'écoulement à travers une maille de longueur $L=55$ km, à L , à la sinuosité du cours d'eau dans la maille, et à la moyenne annuelle de l'écoulement à travers la maille.

Le tableau 6.5 récapitule pour chacun des 14 bassins étudiés le temps de concentration tc permettant la meilleure mise en phase du débit simulé avec le débit observé, pour des simulations réalisées avec $fs=0$. L'absence d'infiltration résultant de ce choix permet de comparer tc au retard T . Les bassins sont rangés en trois classes : la classe I regroupe les neuf bassins où la mise en phase est possible de manière cohérente avec les défauts de la précipitation simulée par le MCG du LMD ; la classe II regroupe les bassins du Mississippi, du Danube, du Zaire et de l'Amazone, où le réalisme du temps de concentration permettant la mise en phase optimale est sujet à caution ; la classe III est constituée du bassin du Mackenzie, où le temps de concentration $tc=360$ j n'est pas réaliste, et ne permet pas une représentation satisfaisante du débit observé. Le tableau 6.5 donne aussi pour chacun des bassins le débit moyen simulé QMA et la longueur absolue L_{abs} du bassin. La longueur absolue d'un bassin est définie par

$$L_{abs} = \sum_{\substack{\text{trajet le} \\ \text{plus long}}} \frac{d_{ij}}{\sqrt{\frac{z_i - z_j}{d_{ij}}}} \quad (6.21)$$

avec la notations de l'équation 6.9. La longueur absolue L_{abs} représente donc les effets de la topographie du bassin sur le retard T , avec une bien meilleure précision que les grandeurs globales A et L de la relation 6.20, du fait de la résolution spatiale élevée du MTL (1024x800).

La figure 6.32 montre les relations entre tc et le rapport L_{abs}/QMA . La régression linéaire de tc en L_{abs}/QMA suggère que

$$tc = 7322 \frac{L_{abs}}{QMA} - 9 \simeq 7000 \frac{L_{abs}}{QMA} \quad (6.22)$$

Cette loi explique 86% de la variabilité de tc au sein des bassins de la classe I, et 83% de la variabilité de tc au sein des bassins de l'ensemble des classes I et II. Le coefficient de corrélation

TAB. 6.5 – Valeurs de tc , L_{abs} et QMA pour chacun des 14 bassins, regroupés en trois classes. Voir le texte pour les explications.

Classe	Fleuve	$tc \mid fs = 0$ (jours)	L_{abs} (10^{10} m)	QMA (m^3/s)
I	Indus	30	1.60	14 575
	Yenissei	75	1.32	10 730
	Gange	90	5.40	29 035
	Amour	150	1.60	9 145
	Paraná	150	8.15	41 260
	Volga	180	1.70	5 815
	Ob	180	2.18	6 340
	Zambèze	180	5.29	35 235
	Niger	360	9.05	20 615
II	Mississippi	30	3.06	33 615
	Danube	105	2.7	12 870
	Zaire	120	11.1	100 015
	Amazone	150	10.1	75 950
III	Mackenzie	360	1.32	9 480

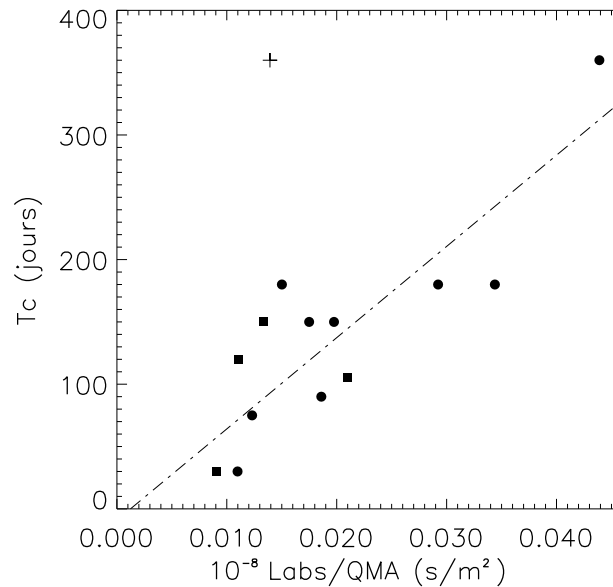


FIG. 6.32 – Corrélation entre le temps de concentration t_c et le rapport entre la longueur absolue du bassin L_{abs} (m) et le débit annuel moyen simulé QMA (m³/s). Les cercles représentent les bassins de la classe I, les carrés représentent les bassins de la classe II, et la croix représente le bassin du Mackenzie (classe III).

établi pour les classes I et II est presque aussi élevé que celui qui est établi sur la seule classe I, ce qui suggère que les temps de concentration proposés pour les bassins de la classe II ne sont pas trop erronés. La figure 6.32 confirme de plus que le temps de concentration proposé, sous toutes réserves, pour le bassin du Mackenzie, n'est pas réaliste.

D'autre part, la forte valeur de ces coefficients de corrélation justifie l'utilisation ultérieure de loi 6.22 pour cibler l'ajustement du temps de concentration d'un bassin non encore étudié : la définition du réseau de drainage suffit à calculer L_{abs} , et QMA peut être calculé avec $fs=0$ et $tc=1j$, puisque le MTL est conservatif. L'ajustement de t_c reste nécessaire, du fait des 15% de variabilité non expliqués par la loi 6.22, du fait aussi que l'infiltration doit être prise en compte dans le retard total T , et du fait enfin que la loi 6.22 est empirique, et peut donc être infirmée dans d'autres bassins.

La corrélation entre t_c et L_{abs}/QMA a d'autres limites, dont il importe de rester conscient. Tout d'abord, la définition de L_{abs} dépend, comme évoqué plus haut, de la résolution du MTL. Elle repose de plus pour chaque résolution sur le choix d'une pente minimale p_0 pour remplacer les pentes nulles (section 6.3.4). Le tableau 6.6 illustre comment L_{abs} dépend de p_0 . Dans les bassins du Gange et de l'Amazone, où le réseau de drainage non corrigé comporte un grand nombre de pentes nulles (figure 6.8a), L_{abs} est d'autant plus grand que la pente minimale p_0 est faible. Au contraire, dans le bassin du Mississippi, exempt de pentes nulles, p_0 n'a logiquement aucune influence sur la longueur absolue du bassin. Enfin, l'utilisation de la loi 6.22, reliant t_c à QMA , peut impliquer de redéfinir t_c , si les volumes écoulés sont modifiés, ce qui est susceptible d'être le cas lors d'études du paléo-climat, ou du climat futur sous différents scénarii.

TAB. 6.6 – Influence de la pente minimale p_0 sur la longueur absolue L_{abs} (10^{10} m). En gras apparaissent la valeur de p_0 retenue pour cette étude, et les L_{abs} correspondant.

p_0	Gange	Amazone	Mississippi
5.10^{-5}	5.11	9.96	3.06
2.10^{-5}	5.40	10.1	3.06
10^{-5}	5.82	10.3	3.06
$5..10^{-6}$	6.37	11.4	3.06

Conjointement au choix des paramètres, l'étude présentée dans ce chapitre a permis, grâce à la comparaison des anomalies du débit et de la précipitation simulés par rapport aux observations, de mettre en évidence certaines faiblesses du MCG du LMD. Tout d'abord, la surestimation de la précipitation continentale moyenne, identifiée dans le chapitre 5, est principalement liée à une surestimation de la précipitation sur les reliefs, mais il semble par ailleurs que cette surestimation locale masque une tendance à la sous-estimation dans les plaines, qui est particulièrement marquée pendant les saisons sèches.

De plus, le MCG du LMD ne représente ni la reprise évaporative dans les cours d'eau, ni le gel de l'eau dans le sol et le ruissellement de Horton, qui pourraient expliquer une grande part des différences entre les débits simulés et observés, dans les bassins subtropicaux et sub-polaires respectivement. De plus, les échanges d'énergie associés aux changements de phase impliqués dans les deux premiers processus sont susceptibles d'avoir une influence sur le climat simulé.

6.7 Conclusions

Les différences entre les débits observés et simulés peuvent, dans tous les bassins étudiés, être expliquées physiquement à partir des différences entre les précipitations observées et simulées. Il semble donc que le MTL peut reproduire correctement les débits observés, si les forçages issus du MCG sont améliorés. De plus, il constitue un excellent outil pour la validation des processus de surface si, comme dans la présente étude, la précaution est prise de valider conjointement les forçages atmosphériques avec des données obtenues indépendamment de celles du débit. A ce titre, la simulation 2 du débit de l'Amour (section 6.5.1) est édifiante.

A la suite de ce travail préliminaire, deux études sont engagées. La première est l'étude de la variabilité annuelle des débits simulés, à l'aide des méthodes d'analyse fréquentielle des débits annuels et des événements extrêmes (crues et étiages). Ces méthodes (Stedinger et al., 1992) sont basées sur l'attribution à chaque événement, moyen ou extrême, d'une probabilité de dépassement. Ces probabilités définissent la loi de probabilité des différents événements étudiés. La loi de probabilité des débits moyens est analysée en référence à la loi normale, et celle des crues est analysée en référence à la loi de Gumbel (1958). Les premiers résultats sont encourageants et montrent que les débits simulés par l'ensemble MTL-MCG sont assez bien décrits par la loi normale pour les débits annuels, et par la loi de Gumbel pour le débit mensuel maximum

de chaque année. Des simulations plus longues sont cependant nécessaires pour confirmer ces premiers résultats. Une autre application directe du développement du MTL est son utilisation pour affiner les études de sensibilité du MCG aux paramétrisations hydrologiques de surface (chapitre 2 et 3 de cette thèse). La simulation des débits avec un forçage issu de la simulation MIN (section 2.2.3) est en cours de réalisation.

Conclusion générale et perspectives

Nous avons, au cours de cette thèse, examiné une large gamme de processus liés au cycle de l'eau. Dans une première partie, nous avons étudié la sensibilité du cycle hydrologique global simulé par le MCG du LMD à la représentation de l'hydrologie du sol. Trois directions ont été explorées : l'influence d'un terme de drainage, l'influence de la capacité en eau du sol, ainsi que celle de la variabilité à petite échelle de l'hydrologie continentale, à travers la représentation de l'hétérogénéité horizontale de la capacité en eau du sol dans la paramétrisation SSV du ruissellement distribué.

Cette étude a montré que la sensibilité de la branche atmosphérique du cycle hydrologique dépend à la fois de l'amplitude et du signe de la moyenne des variations d'évaporation continentale entraînées par les paramétrisations étudiées, mais aussi de la distribution spatiale et temporelle de ces variations. Cette distribution est particulièrement sensible aux paramétrisations de l'hydrologie du sol dans les tropiques, où elle entraîne des modifications importantes de la circulation de Hadley-Walker. Ceci ouvre une voie de recherche particulièrement intéressante au sujet de la mousson indienne d'été, dont le déterminisme est étudié dans le cadre de plusieurs programmes internationaux. Nous avons cependant montré que les modifications du cycle hydrologique résultant des paramétrisations de l'hydrologie du sol n'avaient qu'une influence très faible sur la convergence d'humidité sur les continents, en regard de la surestimation systématique de cette grandeur.

Parallèlement, nous avons développé, en collaboration avec l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris et le Cemagref de Lyon, un modèle de transport latéral de l'eau dans les grands bassins versants, le MTL, que nous avons utilisé pour simuler de débit de 14 grands fleuves. Le MTL permet de reproduire le retard entre le maximum de l'écoulement total sur un bassin et le maximum du débit à l'aval du bassin, de manière satisfaisante en regard des différences entre les précipitations simulées et observées.

L'étude des différences entre les précipitations simulées et observées indique par ailleurs que les précipitations continentales sont fortement surestimées au niveau des massifs montagneux, alors qu'elle semble sous-estimée de manière assez générale dans les régions peu élevées, pendant la saison sèche. Nous estimons important d'étudier l'influence de la surestimation des précipitations sur les reliefs sur la surestimation de la convergence d'humidité sur les continents.

Au terme de cette thèse, un travail important reste à faire pour déterminer les paramètres adéquats de l'hydrologie du sol, dans le MCG du LMD, et dans le MTL. L'accent qui a été porté, dans la première partie de la thèse, à la sensibilité du MCG du LMD aux paramétrisations hydrologiques, nous a conduit à utiliser des valeurs parfois extrêmes de certains paramètres.

Ainsi, nous avons déterminé la sensibilité du MCG à la valeur de la capacité en eau du sol en utilisant les données TWHC de Patterson (1990), qui sont des données de capacité au champ, alors que la capacité en eau W_{max} dans SECHIBA représente une capacité utile, inférieure par conséquent à une capacité au champ. Le travail de Patterson (épouse Dunne), et de Dunne et Willmott (1996), montre que les capacités utiles du sol sont en moyenne sur le globe inférieures à 150 mm. Dunne et Willmott insistent cependant sur le fait que ces valeurs sont fortement dépendantes de la profondeur racinaire retenue (entre 10 et 120 cm) pour l'évaluation de la capacité du sol. Des observations ont par ailleurs montré que les racines, notamment celles des arbres, atteignent souvent une profondeur de plusieurs mètres (Duchaufour, 1991), et peuvent prélever de l'eau jusqu'à une profondeur supérieure à 8 mètres dans les forêts tropicales (Nepstad et al., 1994). Il nous semble donc particulièrement important de disposer de données fiables tant sur la capacité en eau volumique du sol, que sur sa profondeur effective vis-à-vis de la végétation.

Afin de mettre en évidence la sensibilité du MCG du LMD à la paramétrisation SSV, nous avons été conduits à envisager une valeur extrême du paramètre caractérisant l'hétérogénéité spatiale de la capacité en eau du sol : $b=5$. Dümenil et Todini (1992) considèrent que la valeur $b=0.2$ est une moyenne représentative pour un bassin versant, et utilisent dans le MCG ECHAM2 des valeurs proches, modulées entre 0.01 et 0.5 par la pente des mailles du MCG, avec une capacité en eau moyenne $W_{max}=150$ mm. D'autres estimations des paramètres b et W_{max} sont proposées dans la littérature. Sivapalan et Woods (1995) ont ajusté la distribution des capacités du sol décrite par la paramétrisation SSV aux capacités observées dans le bassin de la rivière Serpentine (661 km²) en Australie, et ont trouvé que $b=4.03$ avec $W_{max}=300$ mm permettaient le meilleur ajustement. Liang et al. (1994) ont calibré un modèle hydrologique incluant la paramétrisation SSV avec les observations provenant du site FIFE (Sellers et al., 1992), et ont retenu les paramètres $b=0.008$ avec $W_{max}=420$ mm. La forte disparité de ces valeurs montre la difficulté d'estimer b et W_{max} sur l'ensemble du globe. Nous estimons cependant que dans des mailles de la taille de celles du MCG du LMD (160 000 km²), une forte hétérogénéité, et donc une forte valeur de b , sont très plausibles.

Il nous semble donc qu'un travail très important pour une meilleure représentation de l'hydrologie du sol dans les MCG est l'acquisition sous forme numérique de données caractérisant les propriétés des sol, ainsi que la variabilité spatiale de celle-ci. De nombreux jeux de données caractérisant les propriétés des sols sont disponibles (Wilson and Henderson-Sellers, 1985; Zabler, 1986; Sellers et al., 1995; Dunne and Willmott, 1996), mais la résolution de ces données est au mieux de $0.5^0 \times 0.5^0$, ce qui semble insuffisant pour estimer la variabilité à petite échelle des capacités du sol.

L'application globale du MTL implique également un travail important sur ses paramètres. En effet, il n'est pas envisageable d'ajuster les paramètres du MTL pour l'ensemble des cours d'eau du globe, dont les débits ne sont pas tous mesurés. Notre étude a montré que les deux paramètres les plus importants du MTL sont le temps de concentration tc et la capacité d'infiltration fs , et nous avons pu déterminer des valeurs raisonnables pour les autres paramètres. Nous avons de plus proposé une loi pour estimer le temps de concentration, qui reste cependant à confirmer. Il doit également être possible de déterminer fs *a priori*. Nous recommandons dans ce sens l'étude des dépendances de fs vis-à-vis de la pente, mais aussi d'autres facteurs, comme la texture et la profondeur du sol, ou la nature du couvert, réputé pour interagir fortement avec la partition ruissellement/infiltration.

L'ensemble de cette thèse a d'autre part mis en évidence la nécessité de prendre en compte de nouveaux processus hydrologiques dans le MCG du LMD. Tant les études de sensibilité, que l'application du MTL, ont montré l'importance du terme de Horton du ruissellement, qui résulte de la capacité d'infiltration limitée de l'eau dans le sol. Nous estimons notamment que la forte sensibilité du MCG du GISS à la variabilité spatiale des précipitations (Johnson et al., 1993) doit beaucoup à la prise en compte du mécanisme de Horton.

La variabilité spatiale des précipitations doit également avoir un effet propre, notamment vis-à-vis de l'interception des pluies par le feuillage. Cet effet mérite d'être étudié, d'autant plus que l'interception n'est pas représentée dans le MCG utilisé par Johnson et al. (1993).

Nous avons enfin mis en évidence, grâce à la comparaison des différences entre les débits observés et simulés par le MTL avec les différences entre les précipitations observées et simulées par le MCG du LMD, que la représentation, d'une part du gel de l'eau dans le sol, et d'autre part de la reprise évaporative dans les cours d'eau, est susceptible d'améliorer le réalisme des débits simulés. Il nous semble d'autant plus important d'étudier ces processus, qu'ils sont étroitement liés au bilan énergétique de l'atmosphère, du fait des échanges d'énergie associés aux changements de phase de l'eau.

La représentation complète de la reprise évaporative nécessitera le couplage du MCG avec le MTL au lieu du simple forçage réalisé pendant cette thèse. Ce couplage, qui constitue une tâche ardue, est cependant la perspective ultime du développement du MTL. Il permettrait en effet de fermer le bilan hydrique dans un modèle couplé océan-atmosphère. Dans ce contexte, une étude préliminaire peut dès à présent être menée pour déterminer la sensibilité d'un modèle de circulation générale océanique au forçage des apports d'eau douce constitués par les débits simulés par le MTL. Le MTL permet également des applications intéressantes dans le cadre des études du changement climatique. De telles études sont réalisées soit avec des modèles couplés océan-atmosphère, soit avec des modèles atmosphériques du climat. Le LMD est par exemple impliqué dans un projet européen d'étude des changements du niveau de la Mer Caspienne. Le MTL sera utilisé dans le cadre de ce projet pour simuler l'alimentation de la Mer Caspienne.

Annexe A

Le modèle de circulation générale du LMD

Le Modèle de Circulation Générale du Laboratoire de Météorologie Dynamique (Sadourny and Laval, 1984) est un MCG atmosphérique, c'est-à-dire qu'il décrit l'évolution du système constitué par l'atmosphère et que l'état de l'océan est prescrit. Il se distingue en cela d'un modèle couplé de circulation générale dans lequel l'évolution de l'atmosphère et de l'océan, ainsi que leurs interactions, sont décrites. Selon Peixoto et Oort (1992), nous distinguerons deux composantes principales dans un MCG atmosphérique : la "dynamique" et la "physique", avant de présenter les différences entre les cycles 5.2 et 6 utilisés au cours de cette thèse.

La "dynamique"

La "dynamique" traite les équations de conservation dans l'atmosphère, à l'échelle macroscopique (Cohen-Solal, 1994) :

- l'équation de conservation de la masse du fluide,
- l'équation de conservation de l'humidité,
- l'équation de conservation de l'énergie (premier principe de la thermodynamique),
- l'équation d'état de l'air, selon l'approximation des gaz parfaits
- les équations du mouvement : ces équations sont dérivées de la loi fondamentale de la dynamique, pour un fluide visqueux dans un repère tournant avec la Terre (terme de Coriolis). Ces équations sont simplifiées grâce à l'approximation de couche mince¹ et à l'approximation hydrostatique.

Les variables prognostiques de la "dynamique", calculées avec un pas de temps de 6 minutes, sont les composantes méridiennes (selon la latitude) et zonales (selon la longitude) de la vitesse du vent, la température, et l'humidité de l'atmosphère, qui est décomposée dans le MCG du LMD en deux termes : la vapeur d'eau et l'eau liquide.

¹L'approximation de couche mince consiste à négliger l'altitude par rapport au rayon de la Terre, et permet entre autres de simplifier le terme de Coriolis.

Discrétisation spatiale

La forte non-linéarité des équations de la “dynamique” impose leur résolution numérique. Le MCG du LMD utilise la méthode des différences finies, sur une grille régulière en longitude et en sinus de latitude, qui découpe la Terre en mailles de surface égale. Nous avons utilisé pour les simulations de cette thèse une résolution horizontale de 64 points de grille en longitude et 50 en latitude. Cette résolution donne des mailles d’environ 625 km en longitude par 225 km en latitude au niveau de l’équateur ; aux moyennes latitudes, les mailles sont plus carrées, avec des côtés d’environ 400 km. Nous avons utilisé une discrétisation verticale de l’atmosphère en 11 niveaux. Ces niveaux sont répartis irrégulièrement : 4 niveaux dans la couche limite planétaire, 4 niveaux dans le reste de la troposphère et 3 niveaux dans la stratosphère. Cette discrétisation verticale irrégulière permet de résoudre de manière satisfaisante les flux turbulents, caractéristiques de la couche limite, et dont l’échelle verticale est faible.

La “physique”

La nécessité d’une discrétisation spatiale amène à aborder la deuxième composante d’un MCG, appelée “physique” dans le jargon des modélisateurs du climat. La distinction entre la composante “physique” d’un MCG, et sa composante “dynamique” qui exprime évidemment des lois physiques, est basée sur des considérations historiques (Peixoto and Oort, 1992). Les premiers MCG furent en effet dérivés de modèles numériques de prévision qui résolvaient principalement la “dynamique”. Les études du climat avec les MCG ont démontré la nécessité de prendre en compte de nombreux autres processus physiques, qui ont été regroupés sous le terme de “la physique”. Ils constituent les termes sources des équations de conservation et comprennent les processus radiatifs, les processus liés au cycle de l’eau, les processus de transfert turbulent et les processus de dissipation. Un point commun à tous ces processus est d’avoir une échelle spatiale caractéristique bien inférieure à l’échelle résolue explicitement par le MCG, qui est limitée par la puissance des calculateurs qui réalisent les intégrations numériques. Ces processus sont donc décrits schématiquement en fonction des valeurs des variables prognostiques, qui représentent des moyennes spatiales au sein des mailles. Une telle démarche est souvent appelée *paramétrisation*. La “physique” a un pas de 1/2 heure dans le MCG du LMD.

Nous allons maintenant présenter rapidement différentes *paramétrisation de la physique* incluses dans le cycle 5.2 du MCG du LMD (section 2.3, 4.2 et 5). Les processus radiatifs sont représentés par :

- le modèle de Fouquart et Bonnel (1980) pour le rayonnement solaire. La transmission du rayonnement solaire dépend de l’ozone, de la vapeur d’eau et du gaz carbonique. A la surface, l’albédo est défini selon les types de surface : sur les continents, il est prescrit selon les valeurs de Dorman et Sellers (1989), et il est corrigé en présence de neige (Najm Chalita, 1992) ; sur les océans, il est égal à la moyenne des albédos de l’eau et de la glace de mer, au prorata des fractions (Polcher et al., 1991).
- le schéma de Morcrette (1991) pour le rayonnement thermique. Ce schéma considère l’absorption et l’émission du rayonnement infra-rouge par la vapeur d’eau, le gaz carbonique, l’ozone et les nuages, ainsi que par la surface terrestre, qui rayonne selon la loi de Stefan-

Boltzmann, avec une émissivité $\varepsilon=0.96$.

Le schéma de Le Treut et Li (1991) définit la couverture nuageuse et ses propriétés radiatives. Les nuages sont constitués d'eau liquide ou solide. L'eau liquide des nuages résulte de la balance entre la condensation de l'eau vapeur et la précipitation. La précipitation a lieu instantanément sur la surface dès que le contenu en eau liquide dépasse une valeur seuil. La condensation est décrite dans le MCG du LMD par trois paramétrisation :

- un schéma de sursaturation pour la condensation à grande échelle, en conditions stables, qui est décrit par exemple dans Ducoudré (1990),
- un schéma de convection en air saturé, selon la technique d'ajustement convectif humide de Manabe et Strickler (1964),
- un schéma de convection en air humide non saturé, qui s'inspire du schéma de Kuo (1965), modifié par Laval et al. (1981).

Dans la couche limite de surface, au dessus des continents comme des océans, les flux turbulents de chaleur sensible et latente, et de quantité de mouvement, sont respectivement estimés à partir du gradient de température, d'humidité et de vitesse, entre la surface et le niveau de référence pris à 2 mètres. Chacun des flux turbulents dépend également d'un coefficient de frottement C_D . Ces coefficients de transfert dépendent de la stabilité de l'air (Polcher et al., 1991), et de la longueur de rugosité de la surface, qui est estimée en combinant la rugosité due à l'orographie (ECMWF, 1991) à la rugosité liée à la végétation (Dorman and Sellers, 1989). Les flux de chaleur sensible et latente dépendent aussi de la température et de l'humidité de la surface.

Sur les océans, ces conditions sont prescrites sous forme de température de surface de la mer, et l'humidité est évidemment non limitante.

Température et humidité de la surface sont au contraire calculés sur les continents :

- l'évolution de la température de surface T_S est régie par l'équation bilan suivante

$$C \frac{\partial T_S}{\partial t} = S_n - L_n - LE - H + LM - G \quad (\text{A.1})$$

où C est la capacité calorifique de la couche de sol, S_n et L_n sont les flux nets à la surface de rayonnement solaire et infrarouge respectivement (L_n est compté positivement vers le haut), LE et H sont les flux turbulents de chaleur sensible et latente et LM est le flux d'énergie associé à la fonte de la neige. Dans le cycle 5.2 du MCG du LMD, le flux de chaleur dans le sol, G , est calculé en supposant que les propriétés thermiques du sol sont homogènes verticalement, et en imposant une condition aux limites de flux nul à la base du sol.

- l'évolution de l'humidité, et son influence sur le flux turbulent de chaleur latente, sont représentés par le modèle SECHIBA 1.3.3.

Enfin, la température et l'humidité de l'air sont calculés, depuis la surface jusqu'au sommet de la couche limite planétaire où les flux turbulents sont nuls, par un schéma numérique implicite.

Différences entre le cycle 5.2 et le cycle 6

Ces différences concernent principalement les paramétrisations physiques. Le cycle 6 a été développé au cours de sa thèse par Jan Polcher, afin d'introduire le cycle diurne. Ceci a nécessité l'introduction d'un modèle de conduction thermique dans le sol, qui ajoute l'influence de la neige sur la conductivité thermique du sol au modèle à 7 couches établi par Hourdin (1992).

Parallèlement, la définition de l'indice de surface foliaire (LAI) est différente dans les deux cycles du MCG du LMD. Dans le cycle 5.2, le LAI diffère en été et en hiver, mais varie entre ces deux saisons, de manière instantannée aux équinoxes. Dans le cycle 6, la transition entre les deux saisons n'est pas instantannée, et le LAI dépend pendant cette période de transition de la température du sol T_{40} à 40 cm de profondeur (Polcher, 1994) :

$$\begin{aligned}
 \text{si } T_{40} \leq T_{min} \quad \quad \quad LAI &= LAI_{hiver} \\
 \text{si } T_{min} < T_{40} < T_{max} \quad LAI &= LAI_{hiver} \\
 &+ \left(1 - \frac{T_{max} - T_{40}}{T_{max} - T_{min}}\right) \\
 &+ LAI_{été} \\
 \text{si } T_{max} \leq T_{40} \quad \quad \quad LAI &= LAI_{été}
 \end{aligned} \tag{A.2}$$

Dans les deux cycles, les valeurs extrêmes du LAI, en été et en hiver, sont prescrites selon les valeurs de Polcher et Laval (1994), et dans le cycle 6, $T_{min}=0^{\circ}\text{C}$ et $T_{max}=20^{\circ}\text{C}$.

Le cycle 6 présente d'autres différences par rapport au cycle 5.2 :

- les nuages de Le Treut et Li (1991) sont remplacés par les nuages de Le Treut et al. (1994),
- pour le calcul des flux turbulents, la dépendance des coefficients de frottement C_D vis-à-vis de la stabilité de l'air est remplacée par la formulation de Louis (1979),
- le schéma implicite de couche limite est raffiné, dans la couche limite de surface, d'une méthode prédicteur/correcteur mise au point par Jan Polcher. Cette méthode pallie un problème lié dans SECHIBA à l'évaporation de l'eau interceptée par le couvert végétal,
- le code est parallélisé,
- des erreurs sont corrigées,
- des paramètres sont recalibrés.

L'introduction du cycle diurne, qui motive le changement de cycle, a une influence faible sur le climat simulé (Polcher, 1994). Ainsi, le changement de certains paramètres modifie plus fortement le climat simulé que le cycle diurne (Polcher, communication personnelle).

Annexe B

Les vingt bassins versants examinés dans les études de sensibilité

Le tableau B.1 définit les abréviations de vingt bassins versants étudiés dans la première partie de cette thèse. Leur localisation est présentée dans la figure B.1. Ces bassins sont définis manuellement dans la grille 64x50 du MCG du LMD, sur la base de cartes physiques. Les surfaces résultantes de ces bassins sont néanmoins généralement proches des surfaces établies sur les bassins versants physiques. La définition des bassins versants reste cependant grossière et susceptible d'imprécisions, du fait notamment de la grande taille des mailles de MCG, qui constituent l'unité de surface indivisible pour la délimitation des bassins versants. La comparaison des débits et précipitations simulés et observés (chapitre 5) est donc basée sur des valeurs par unité de surface.

Le tableau B.1 donne les débits annuels dont la moyenne est comparée à la moyenne annuelle de l'écoulement total simulé dans la section 5.2. Les trois sources (Russel and Miller, 1990; Baumgartner and Reichel, 1975; GRDC, 1994) ont été choisies pour leur relative indépendance :

- les données de Russel et Miller (1990) proviennent de la compilation de très nombreuses données mesurées (Milliman and Meade, 1983),
- les données de Baumgartner et Reichel sont pour la plupart estimées à partir d'un modèle de bilan hydrique,
- les données du GRDC (Global Runoff Data Center) reprennent pour beaucoup les données de l'UNESCO (1969), auxquelles sont ajoutées des mesures plus récentes.

Seuls Russel et Miller (1990) proposent des estimations de la précipitation annuelle dans les bassins versants. Ces estimations résultent de la somme de précipitations observées (Shea, 1986) sur les bassins versants définis manuellement à la résolution $2^0 \times 2.5^0$ par Russel et Miller (1990).

L'utilisation de ces données pour la validation des paramétrisations hydrologiques étudiées dans cette thèse est discutable quant à la rigueur statistique. En effet :

- les surfaces sur lesquelles sont comparés les débits et précipitations simulés et observés ne sont pas définis de manière parfaitement cohérente,

TAB. B.1 – Bassins versants étudiés : abréviations, surface A (10^6 km²) observée et simulée dans le MCG du LMD, débits annuels \bar{Y} observés ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), précipitations annuelles \bar{P} observées (m/an).

		GCM	Russell et Miller				Baumgartner et Reichel		GRDC	
		A	\bar{Y}	A	\bar{P}	\bar{Y}/\bar{P}	\bar{Y}	A	\bar{Y}	A
In	Indus	0.96	7,547	0.97	0.55	0.45			2,396	0.83
Ob	Ob	2.07	12,208	2.50	0.42	0.36	12,500	2.95	12,501	2.95
Ti	Tigre-Euphrate	0.64	1,459	1.05	0.39	0.10				
Vo	Volga	1.75							8,087	1.36
Le	Lena	2.55	16,299	2.50	0.33	0.64	16,300	2.43	16,622	2.43
Ye	Yenissei	2.55	17,758	2.58	0.37	0.59	17,800	2.60	17,683	2.44
Az	Amazone	5.42	199,773	6.15	1.9	0.54	190,000	7.18	155,432	4.64
Sl	Saint-Laurent	0.80	14,174	1.03	0.88	0.49	10,400	1.03	7,931	0.77
Or	Orénoque	1.12	34,881	0.99	1.55	0.72	29,000	1.08	31,061	0.84
Am	Amour	2.07	10,306	1.85	0.5	0.36	11,000	1.84	9,739	1.73
Ke	Mackenzie	1.75	9,703	1.81	0.39	0.44			8,463	1.57
Mi	Mississippi	3.35	18,392	3.27	0.75	0.24	17,700	3.22	14,703	2.96
Mu	Murray	1.12	698	1.06	0.54	0.04			312	0.99
Ni	Niger	1.43	6,088	1.21	1.00	0.16			1,121	1.00
Da	Danube	0.80	6,532	0.81	0.70	0.36			6,468	0.81
Pa	Paraña	3.19	14,904	2.83	1.15	0.15	19,500	2.65	16,358	1.95
Co	Zaire	2.87	39,638	3.82	1.47	0.22	42,000	3.82	40,250	3.48
Ga	Gange	1.12					15,500	1.07	12,037	0.94
Za	Zambèze	2.07	7,071	1.20	1.01	0.19			3,337	0.94
Ya	Yang Tze Kiang	1.91	28,539	1.94	1.00	0.46	35,000	1.97	25,032	1.71

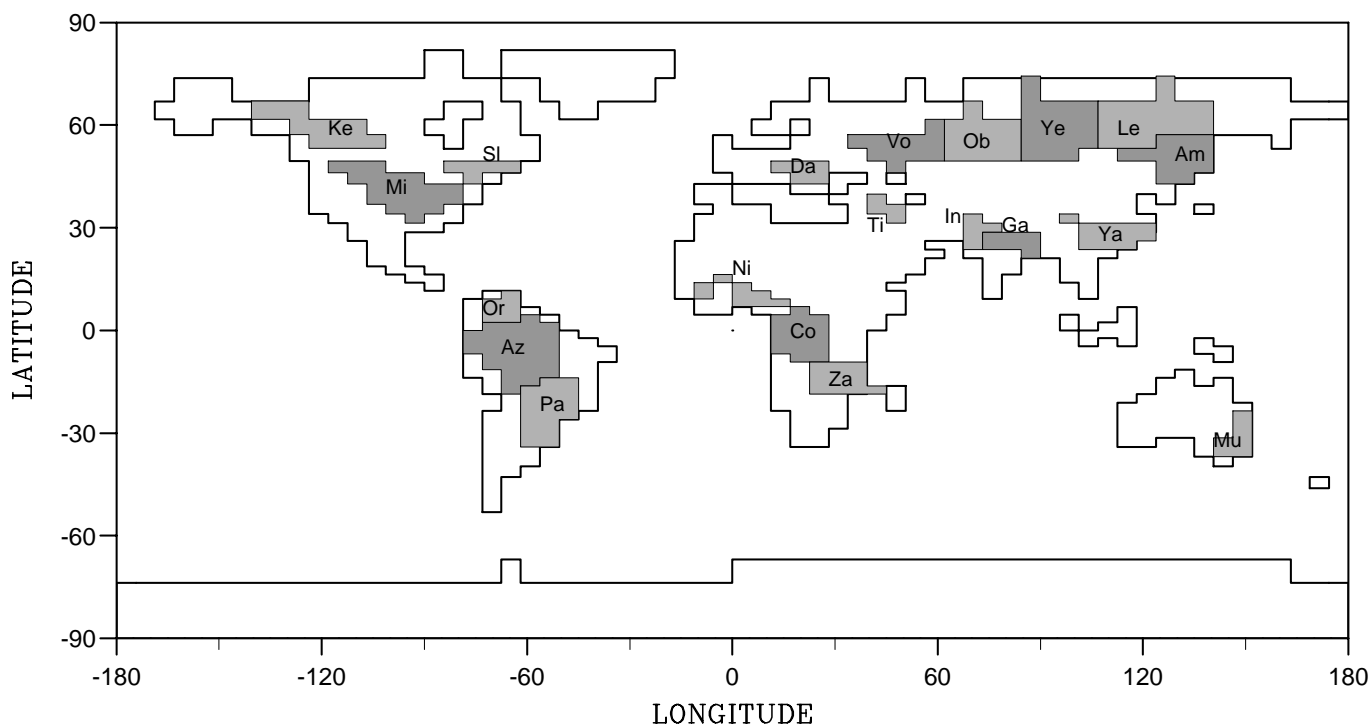


FIG. B.1 – Localisation des vingt bassins à la résolution 64×50 du MCG du LMD.

- les débits moyennés ne sont pas tous indépendants dans tous les bassins versants. En particulier, Russel et Miller (1990) et le GRDC (1994) proposent quelques valeurs identiques, du fait de leur utilisation commune de données de l'UNESCO,
- les débits mesurés ne sont pas corrigés des effets de l'irrigation et des autres prélèvements anthropiques, alors qu'un MCG simule un débit naturel,
- les séries chronologiques sur lesquelles sont basées les moyennes annuelles des débits ne sont pas toutes continues, elles ne couvrent pas toutes la même période, et en particulier, elles ne couvrent pas toujours la période simulée par le MCG.

Par conséquent, les indications fournies par la comparaison de ces observations avec les résultats des simulations (section 5.2) seront regardées qualitativement. Cette comparaison reste intéressante malgré ses inconvénients, car les débits constituent un excellent intégrateur, assez facilement mesurable, de toute l'hydrologie du sol (Liston et al., 1994), qui est le sujet de notre étude.

Annexe C

Autres paramétrisations hydrologiques distribuées

Le but de cet appendice est de présenter deux paramétrisations hydrologiques distribuées, différentes de la paramétrisation SSV étudiée dans cette thèse, et utilisées dans des MCG.

C.1 Warrilow et al. (1986)

Warrilow et al. (1986) définissent une paramétrisation distribuée du ruissellement de Horton : en chaque point d'une maille, le ruissellement élémentaire r est défini comme la quantité de précipitation élémentaire p qui excède une perméabilité du sol K :

$$r = \max(0, p - K) \quad (\text{C.1})$$

La perméabilité du sol étant difficile à déterminer du fait de ses nombreuses dépendances (vis-à-vis de l'humidité du sol, des propriétés du sol, du couvert végétal, *etc.*), les auteurs choisissent une perméabilité K constante sur la maille. Ils proposent en revanche de prendre en compte l'hétérogénéité spatiale de la pluie. Le MCG donne à chaque pas de temps une valeur de précipitation moyenne sur la maille \bar{P} . La précipitation élémentaire p est distribuée selon deux hypothèses :

- seule une fraction ε ($\varepsilon \in]0, 1]$) de la maille est effectivement arrosée. Cette fraction est identique à chaque pas de temps,
- au sein de cette fraction ε , la pluie est distribuée selon une loi exponentielle.

Le paramètre de cette loi exponentielle est égal à la moyenne de la pluie sur la fraction ε , qui vaut \bar{P}/ε . La densité de probabilité g de p au sein de la fraction ε est donc :

$$g(p) = \frac{\varepsilon}{\bar{P}} e^{-\varepsilon p / \bar{P}} \quad (\text{C.2})$$

Soit R_ε le ruissellement dans la fraction arrosée. La combinaison des équations C.1 et C.2 donne

$$R_\varepsilon = \int_K^\infty (p - K)g(p)dp \quad (\text{C.3})$$

Le ruissellement étant, comme la précipitation, nul en dehors de la fraction ε arrosée, le ruissellement moyen R_W sur la maille, donné par la paramétrisation distribuée de Warrilow (1986), vaut donc :

$$R_W = \varepsilon \int_K^\infty (p - K)g(p)dp \quad (\text{C.4})$$

ce qui donne, après intégration,

$$R_W = \overline{P}e^{-\varepsilon K/\overline{P}} \quad (\text{C.5})$$

Ce ruissellement distribué ne dépend aucunement de l'humidité du sol, mais seulement de l'intensité locale de la précipitation \overline{P}/ε , et de son rapport avec la perméabilité du sol K . Il correspond à un ruissellement de Horton, où les variations de la perméabilité du sol avec l'humidité du sol (figure 2.1) sont négligées. Le fait que seule une fraction ε de la maille soit arrosée renvoie aux caractéristiques des systèmes convectifs, au sein desquels la pluie est très intense, mais ne couvre que quelques km^2 à quelques dizaines de km^2 .

Warrilow et al. (1986) ont inclus leur paramétrisation du ruissellement distribué dans le MCG du UKMO, avec $K=13 \text{ mm.h}^{-1}$, $\varepsilon=0.3$ pour les pluies convectives et $\varepsilon=1$ pour les pluies causées par sursaturation à grande échelle.

C.2 Entekhabi et Eagleson (1989)

Entekhabi et Eagleson (1989) proposent quant à eux une paramétrisation hydrologique où l'humidité du sol comme la précipitation sont distribuées spatialement au sein d'une maille. La précipitation suit comme dans la paramétrisation de Warrilow une loi exponentielle de paramètre \overline{P}/ε . L'humidité du sol suit une distribution gamma :

$$h(s) = \frac{\lambda^\alpha}{\Gamma(\alpha)} s^{\alpha-1} e^{-\lambda s} \quad , \quad \lambda, \alpha, s > 0 \quad (\text{C.6})$$

où

– $s = \theta/\theta_{sat}$, θ désignant l'humidité volumique locale du sol, et θ_{sat} sa valeur à saturation.

Il faut noter que s est analytiquement défini au dessus de 1.

– $\lambda = \alpha/\overline{s}$, où \overline{s} est la moyenne dans la maille des valeurs élémentaires s .

Ces deux distributions permettent de définir les deux formes principales du ruissellement au sein de la fraction arrosée : le ruissellement de Horton RH vaut $p - K$ chaque fois que $p > K$ et $s < 1$, et le ruissellement de Dunne RD vaut p là où $s \geq 1$:

$$RH = \varepsilon \int_0^1 \int_K^\infty (p - K)g(p)dp h(s)ds \quad (\text{C.7})$$

$$RD = \varepsilon \int_1^\infty \int_0^\infty pg(p)dp h(s)ds \quad (\text{C.8})$$

Un changement de variable permet d'intégrer ces équations, et le ruissellement moyen sur la maille, R_E , de la paramétrisation de Entekhabi et Eagleson (1989) vaut :

$$R_E = \overline{P} \left[\underbrace{\left(1 - \frac{\gamma(\alpha, \alpha/\overline{s})}{\Gamma(\alpha)}\right)}_{\text{ruissellement de Dunne}} + \underbrace{\left(\frac{\gamma(\alpha, \alpha/\overline{s})}{\Gamma(\alpha)}\right) e^{-\varepsilon K/\overline{P}}}_{\text{ruissellement de Horton}} \right] \quad (\text{C.9})$$

où γ la fonction gamma incomplète est définie par

$$\gamma(\alpha, x) = \int_0^x y^{\alpha-1} e^{-y} dy \quad (\text{C.10})$$

En fait, Entekhabi et Eagleson posent $\alpha = 1$, ce qui simplifie considérablement l'expression du ruissellement :

$$R_E = \overline{P} \left[\underbrace{e^{-1/\overline{s}}}_{\text{ruissellement de Dunne}} + \underbrace{\left(1 - e^{-1/\overline{s}}\right) e^{-\varepsilon K/\overline{P}}}_{\text{ruissellement de Horton}} \right] \quad (\text{C.11})$$

Entekhabi et Eagleson montrent que le terme de Dunne est la limite inférieure de leur ruissellement total, puisqu'il existe pour toute valeur de \overline{P} . En revanche, la pluie doit être suffisamment forte pour entraîner un ruissellement de Horton significatif.

Cette paramétrisation du ruissellement a été incluse dans le MCG du GISS (Johnson et al., 1993), avec $K=7 \text{ mm.h}^{-1}$, $\varepsilon=1$ pour les précipitations à grande échelle des extra-tropiques, et $\varepsilon=0.6$ ou 0.15 pour les précipitations convectives de la bande tropicale.

Bonan (1996) utilise une paramétrisation du ruissellement très analogue dans le MCG CCM2 (Community Climate Model version 2). La principale différence tient au fait que la perméabilité K y dépend de l'humidité du sol.

C.3 Comparaison avec la paramétrisation SSV

La paramétrisation SSV et les paramétrisations de Warrilow et al. (1986) et de Entekhabi et Eagleson (1989) sont évidemment différentes. Dans la paramétrisation de Entekhabi et Eagleson, et les précipitations, et l'humidité du sol, sont distribuées spatialement. Cependant, dans toutes les études utilisant la paramétrisation de Entekhabi et Eagleson qui me sont connues, la variabilité sous-maille de l'humidité du sol n'est pas modifiée par rapport à $\alpha=1$. Nous réduirons pour la simplicité notre comparaison à celle de la paramétrisation SSV avec la paramétrisation de Warrilow et al. (1986).

Une première différence entre les deux paramétrisations tient au fait que le ruissellement distribué dépend avec la paramétrisation SSV de la précipitation nette, alors qu'elle dépend avec la paramétrisation de Warrilow de la somme de la précipitation liquide et de la fonte de la neige. Ceci implique que le ruissellement de Warrilow est calculé avant l'évaporation au cours d'un pas de temps, à l'opposé de la séquence des calculs avec la paramétrisation SSV. Il peut en résulter une sensibilité accrue de l'évaporation à la paramétrisation de Warrilow, par rapport à la paramétrisation SSV.

Les paramètres qui décrivent la variabilité sous maille de l'hydrologie sont : le paramètre b ($b > 0$) dans la paramétrisation SSV, et le paramètre ε ($\varepsilon \in]0, 1[$) dans la paramétrisation de Warrilow. La section 3.2.1 montre que dans le cas de la paramétrisation SSV, l'hétérogénéité spatiale est maximale quand b tend vers l'infini. L'équation 3.30 montre qu'alors : $R = P_n$. Dans la paramétrisation de Warrilow, l'hétérogénéité spatiale est maximale si toute la pluie est concentrée en un point, c'est-à-dire si ε tend vers 0, et par conséquent : $R = P$. Les deux paramètres n'ont cependant pas un rôle équivalent vis-à-vis du ruissellement, car celui-ci dépend aussi dans la paramétrisation de Warrilow du rapport entre l'intensité des précipitations sur la maille et la perméabilité du sol.

Nous avons donc comparé le ruissellement simulé par la paramétrisation SSV et par la paramétrisation de Warrilow, sous trois régimes pluviométriques ayant la même moyenne journalière, mais des intensités horaires différentes. Le ruissellement est simulé au pas de temps horaire à l'aide d'un modèle de bilan hydrique simplifié (MBHS). A chaque pas de temps, ce modèle résout l'équation du bilan hydrique :

$$\frac{\partial W}{\partial t} = P - E - R - D$$

Pour simplifier, l'évaporation E et le drainage D sont constamment nuls. Les précipitations sont forcées et trois régimes ayant la même moyenne journalière sont construits :

- 24x1 mm/h : toutes les heures, les précipitations valent 1 mm.
- 4x6 mm/h : toutes les six heures, il pleut 6 mm en une heure, et le reste du temps, les précipitations sont nulles.
- 2x12 mm/h : de même, les précipitations sont nulles sauf toutes les douze heures, où la précipitation horaire vaut 12 mm.

Pour chacun de ces trois régimes pluviométriques, deux simulations du ruissellement sont réalisées avec le modèle MBHS :

- SSV : le ruissellement suit la paramétrisation SSV avec $b=0.2$, et une capacité en eau maximale de 150 mm.
- Warrilow et al. : le ruissellement suit la paramétrisation de Warrilow et al. (1986), avec $\varepsilon=0.6$ et $K=7 \text{ mm.h}^{-1}$. Ces valeurs sont celles de Johnson et al. (1993) dans le MCG du GISS.

La figure C.1 compare le ruissellement journalier et l'humidité du sol, simulés sur 30 jours par le modèle MBHS, dans les six cas présentés ci-dessus. Elle résume les différences de comportement des deux paramétrisations : le ruissellement distribué par la paramétrisation SSV dépend de l'humidité du sol et pas du régime pluviométrique une fois que la moyenne des pluies est fixée; au contraire le ruissellement distribué de Warrilow et al. (1986) ne dépend pas de l'humidité, mais du régime pluviométrique, c'est-à-dire de la manière dont une quantité donnée de pluie est répartie dans le temps.

Les ruissellements simulés dépendent également des paramètres choisis (b et capacité en eau pour la paramétrisation SSV, et ε et K pour la paramétrisation de Warrilow et al.). Par conséquent, l'humidité du sol (et l'évaporation dans un modèle de surface complet) dépend :

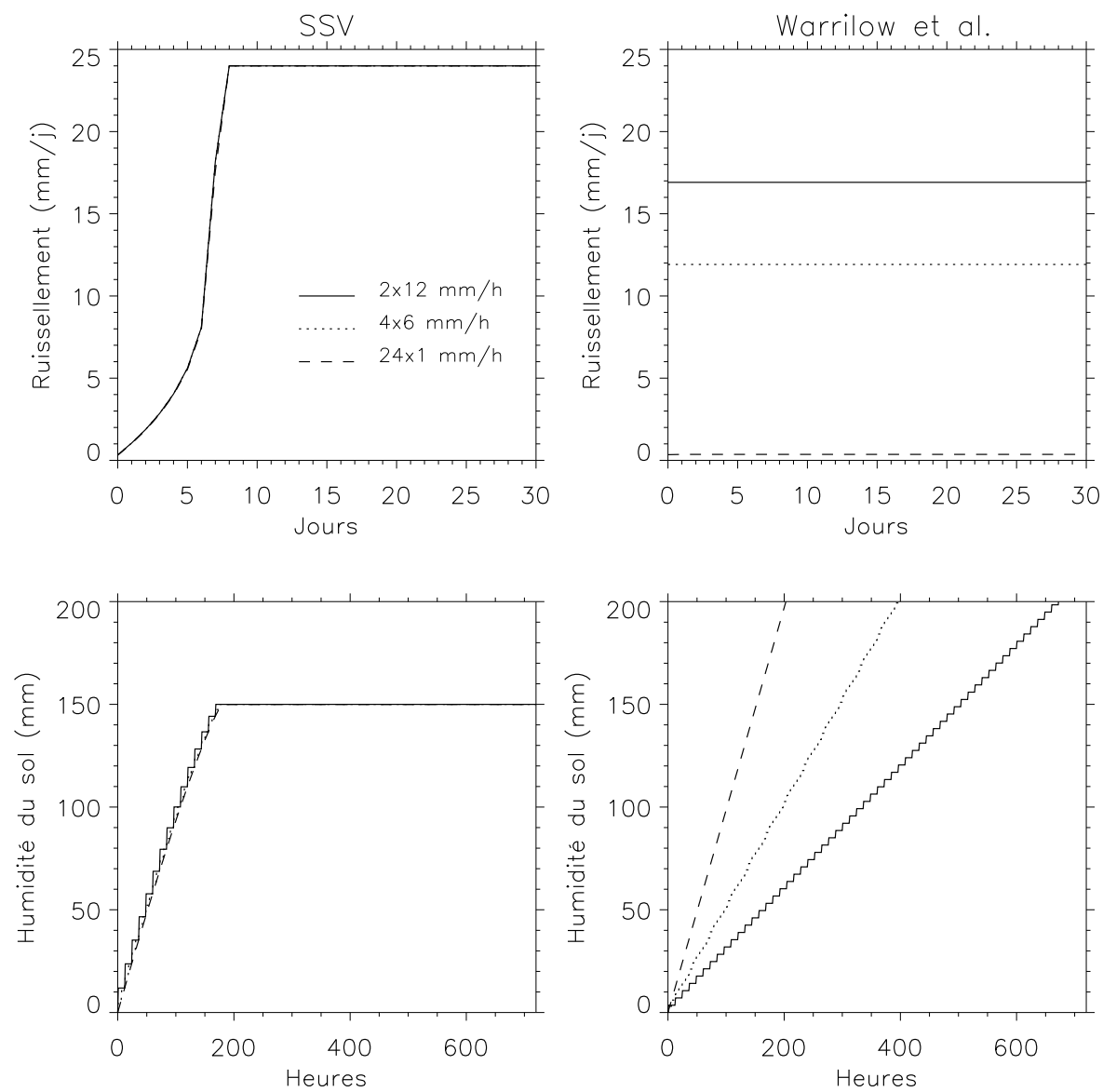


FIG. C.1 – Ruissellement et humidité du sol, simulés par le modèle MBHS avec la paramétrisation SSV (à gauche) et la paramétrisation de Warrilow et al. (à droite), sous trois régimes pluviométriques différents.

- pour la paramétrisation SSV : de b , de la capacité en eau du sol et de la pluviométrie moyenne.
- pour la paramétrisation de Warrilow et al. : de ε , de K , de la pluviométrie moyenne, mais aussi de l'intensité des pluies à l'échelle du pas de temps, qui toutes conditions égales par ailleurs, exerce une influence très importante sur le ruissellement simulé.

Enfin, l'effet de la variabilité spatiale à petite échelle dans la paramétrisation de Warrilow et al. (1986) est d'intensifier les précipitations sur une fraction de la maille, ce qui permet un dépassement plus fréquent de la perméabilité du sol K . C'est donc la perméabilité K qui constitue la différence essentielle entre la paramétrisation de Warrilow et la paramétrisation SSV, car c'est l'existence de ce paramètre, homogène à $[L].[T]^{-1}$, qui implique que le ruissellement de Warrilow dépend de l'intensité des précipitations.

Annexe D

Autres modèles de transport latéral de l'eau dans les bassins versants

Les modèles de Sausen et al.(1994), Miller et al. (1994), Liston et al. (1994), Hagemann et Dümenil (1996) et Vorosmarty et al. (1989) peuvent être regroupés sous le nom générique de modèles en cascade, ou modèles multi-linéaires. En effet, chaque maille constitue un réservoir linéaire (section 6.2.2), et le retard imposé à l'écoulement résulte de la vidange de l'eau d'une maille à l'autre, le long du réseau de drainage. On peut définir pour ces modèles un analogue du temps de concentration t_c du MTL, par la somme des coefficients de tarissement des différentes mailles, le long du trajet le plus long dans un bassin.

Le tableau D.1 (page suivante) récapitule les différences entre les modèles ci-dessus. Ces différences concernent leur résolution spatiale et temporelle, leur définition du réseau de drainage et leur définition des coefficients de tarissement retardant l'écoulement d'une maille vers sa maille avale. De plus, dans certains de ces modèles, la lame d'eau issue du forçage en chaque maille est retardée par un ou plusieurs réservoir avant de participer à l'écoulement dans le réseau principal.

TAB. D.1 – Différences entre les modèles d'écoulement latéral en cascade. Notations : L : longueur d'une maille, et QM : moyenne annuelle du volume écoulé à travers une maille.

	Sausen et al. (1994)	Miller et al. (1994)	Liston et al. (1994)	Hagemann et Dümenil (1996)	Vorosmarty et al. (1989)
Résolution spatiale	5.6 ⁰ x5.6 ⁰	2.5 ⁰ x2 ⁰	2.5 ⁰ x2 ⁰	0.5 ⁰ x0.5 ⁰	0.5 ⁰ x0.5 ⁰
Résolution temporelle	12h	MCG	MCG	MCG	1 mois
Réseau de drainage	plusieurs directions parmi quatre	une direction parmi huit	une direction parmi huit	une direction parmi huit	une direction
Dépendances du coefficient de tarissement d'une maille	- topographie - L - paramètre	- topographie - L - paramètre	- topographie - L - QM - paramètres	- topographie - L - paramètre	- L - sinuosité - QM - paramètres
Réservoirs de retard internes à une maille	non	non	infiltration	infiltration ruissellement	plaines d'inondation

Annexe E

Liste des notations

E.1 Récapitulatif des différentes simulations

E.1.1 Réalisées avec le MCG du LMD

Simulation	Hydrologie continentale				Cycle du MCG	Période simulée
	SECHIBA	Drainage	SSV	W_{max}		
MIN	Oui	Non	Non	150/30 mm	6	79-88
DRN	Oui	Oui	Non	150/30 mm	6	79-88
TOT	Oui	Oui	$b=0.2$	150/30 mm	6	79-88
TOT0.5	Oui	Oui	$b=0.5$	150/30 mm	6	81-84
TOT5	Oui	Oui	$b=5$	150/30 mm	6	81-84
DRN5	Oui	Oui	Non	150/30 mm	5.2	79-88
TWHC	Oui	Oui	Non	TWHC	5.2	79-88
DRN5+SSV	Oui	Oui	$b=0.2$	150/30 mm	5.2	79-88
TWHC+SSV	Oui	Oui	$b=0.2$	TWHC	5.2	79-88

E.1.2 En mode forcé

Simulation	Drainage	SSV	W_{max}
MIN	Non	Non	150 mm
SSV	Non	$b=0.2$	150 mm
DRN	Oui : non-linéaire	Non	150 mm
TOT	Oui : non-linéaire	$b=0.2$	150 mm
SSV5	Non	$b=5$	150 mm
TOT5	Oui : non-linéaire	$b=5$	150 mm
DRL	Oui : linéaire	Non	150 mm
VIC	Oui : linéaire	$b=0.2$	150 mm

E.2 Acronymes

AWHC	Available Water Holding Capacity
CCM2	Community Climate Model version 2
ENSO	El Niño Southern Oscillation
ETP	EvapoTranspiration Potentielle
GFDL	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GISS	Goddard Institute for Space Studies
LAI	Leaf Area Index (indice de surface foliaire)
LMD	Laboratoire de Météorologie Dynamique
MBHS	Modèle de Bilan Hydrique Simplifié
MC	Modèle Couplé
MCG	Modèle de Circulation Générale
MTL	Modèle de Transport Latéral
NCAR	National Center for Atmospheric Research
SECHIBA	Schématisation des Echanges Hydrologiques entre la Biosphère et l'Atmosphère
SSV	Subgrid Scale Variability
TWHC	Total Water Holding Capacity
UKMO	United Kingdom Meteorological Office
VIC	Variable Infiltration Capacity
ZCIT	Zone de Convergence InterTropicale

E.3 Notations

A	Aire
b	Paramètre de la paramétrisation SSV
C_D	Coefficient de frottement
c	Capacité élémentaire de stockage de l'eau dans le sol
c_{max}	Capacité élémentaire maximale au sein d'une maille
c_p	Capacité calorifique de l'air
cqi	Coefficient de tarissement du réservoir de retard à l'infiltration du MC et du MTL
cqi	Coefficient de tarissement du réservoir de retard du ruissellement dans le MC et le MTL
D	Drainage
E	Evaporation
E_C	Evaporation continentale
E_i	Evaporation de l'eau interceptée par la végétation

E_O	Evaporation océanique
E_{sol}	Evaporation du sol nu
ETP	Evapotranspiration potentielle
F	Précipitation neigeuse; fonction de répartition
fs	Capacité d'infiltration du MC et du MTL
G	Flux thermique dans le sol
g	Accélération du champ de gravité
H	Flux de chaleur sensible
h_s	Hauteur de sol sec dans la couche superficielle du sol
h_{sup}	Hauteur de la couche superficielle
I	Eau interceptée par la canopée
I_{max}	Capacité d'interception de la canopée
I_{loss}	Perte par interception
K	Conductivité hydraulique, perméabilité
K_{sat}	Conductivité hydraulique, perméabilité, à saturation
L	Chaleur latente de vaporisation de l'eau
L_{abs}	Longueur absolue d'un bassin versant
L_n	Rayonnement infrarouge net à la surface
M	Neige fondue
m_{air}	Masse volumique de l'air
m_c	Masse volumique de l'eau condensée dans l'air
m_v	Masse volumique de vapeur d'eau dans l'air
P	Précipitation
P_C	Précipitation continentale
P_L	Précipitations liquides
P_n	Précipitation nette ($= P_L + M - I_{loss} - T_r - E_{sol}$)
P_O	Précipitation océanique
p_{air}	Pression de l'air
p_{sat}	Pression saturante de vapeur d'eau
p_v	Pression partielle de vapeur d'eau
\vec{Q}	Intégrale verticale du transport latéral de vapeur d'eau dans l'atmosphère
\vec{Q}_c	Intégrale verticale du transport latéral de l'eau condensée dans l'atmosphère
QMA	Débit moyen annuel
q	Humidité spécifique; flux d'eau liquide dans le sol
q_{air}	Humidité spécifique de l'air
q_{sat}	Humidité spécifique à saturation

$qimax$	Capacité du réservoir de retard à l'infiltration du MC et du MTL
$qrmx$	Capacité du réservoir de retard du ruissellement dans le MC et le MTL
R	Ruissellement de surface
R_d	Constante des gaz parfaits pour l'air sec
R_n	Rayonnement net à la surface
r_a	Résistance aérodynamique
r_c	Résistance de surface du couvert
r_{sol}	Résistance de surface du sol
r_{st}	Résistance architecturale
S_n	Rayonnement solaire net à la surface
T	Température
T_{air}	Température de l'air à 2 m du sol
T_f	"Throughfall"
T_r	Transpiration
T_s	Température de surface
tc	Temps de concentration d'un bassin versant
tf	Temps de transfert entre deux mailles amont et aval
U	Humidité relative de l'air
U_s	Coefficient d'aridité
\vec{V}, \vec{v}	Vitesse du vent
W	Humidité du sol
W_c	Cumul vertical de l'eau condensée dans une colonne d'air unitaire
W_{max}	Capacité de stockage de l'eau dans le sol
W_p	Eau précipitable
Y	Ecoulement total ($= R + D$)
z	Cote
α	Coefficient de tarissement d'un bief; risque de première espèce d'un test statistique
α_v	Volume spécifique de la vapeur d'eau
α_l	Volume spécifique de l'eau liquide
β	Coefficient d'aridité
Δ	Opérateur de différence entre deux simulations
δq	Déficit de l'air en vapeur d'eau ($= q_{sat}(T_{air}) - q_{air}$)
ε	Fraction de la maille arrosée par les précipitations dans les paramétrisations de Warrilow (1986) et de Entekhabi et Eagleson (1989)
Φ_L	Flux de chaleur latente

Γ_d	Gradient adiabatique sec
Γ_s	Gradient adiabatique à saturation
ψ	Potentiel hydrique
ψ_g	Potentiel gravitaire
ψ_m	Potentiel matriciel
ρ	Densité; coefficient de corrélation
ρ_{air}	Densité de l'air
ρ_{eau}	Densité de l'eau liquide
ρ_v	Densité de la vapeur d'eau
θ	Humidité volumique du sol

Références bibliographiques

- Abramopoulos, F., Rosenzweig, C., and Choudhury, B. (1988). Improved ground hydrology calculations for global climate models (GCMs) : soil water movement and evapotranspiration. *J Climate*, 1 :921–941.
- Ambroise, B., Perrin, J. L., and Reutenauer, D. (1995). Multicriterion validation of a semidistributed conceptual model of the water cycle in the Fecht catchment. *Water Resources Research*, 31(6) :1467–1481.
- Arakawa, A. (1972). Design of the UCLA general circulation model. Numerical simulation of weather and climate. Department of Meteorology, Tech. Rep. 7, University of California, Los Angeles.
- Arnell, N. W. (1995). Grid mapping of river discharge. *J Hydrol*, 167 :39–56.
- Askew, A. J. (1970). Derivation of formulae for variable lag time. *J Hydrol*, 10 :225–242.
- Band, L. E. (1986). Topographic partition of watersheds with digital elevation models. *Water Resources Research*, 22 :14–24.
- Baumgartner, A. and Reichel, E. (1975). *The World Water Balance*. Elsevier.
- Bonan, G. B. (1996). Sensitivity of a GCM simulation to subgrid infiltration and surface runoff. *Climate Dynamics*, 12 :279–285.
- Boukerma, B. (1987). Modélisation des écoulements superficiels et souterrains dans le Sud-Ouest de la France : approche du bilan hydrique. Thèse de l'École Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Brubaker, K. L., Entekhabi, D., and Eagleson, P. S. (1993). Estimation of continental precipitation recycling. *J Climate*, 6 :1077–1089.
- Budyko, M. (1956). *Heat balance of the earth's surface*. Gidrometeoizdat, Leningrad.
- Budyko, M. I. (1978). The heat balance of the Earth. In Gribbin, J., editor, *Climatic change*, pages 85–113. Cambridge University Press, Cambridge - London - New York - Melbourne.
- Cavazzi, C. (1995). Exploitation d'un modèle numérique de terrain pour l'aide à la mise en place d'un modèle hydrologique distribué. DEA d'Hydrologie, Université Paris 6.
- Charney, J. (1975). Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quart J R Meteorol Soc*, 101 :193–202.
- Charney, J., Quirk, W., Chow, S., and Kornfield, J. (1977). A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. *J Atmos Sci*, 34 :1366–1385.
- Choisnel, E. (1984). Un modèle agro-météorologique opérationnel de bilan hydrique utilisant des données climatiques. Les besoins en eau des cultures, Conférence Internationale CIID, Paris.
- Choisnel, E. M., Jourdain, S. V., and Jacquart, C. J. (1995). Climatological evaluation of some fluxes of the surface energy and soil water balances over France. *Annales Geophysicae*, 13 :666–674.
- Cohen, J. and Rind, D. (1991). The effect of snow cover on the climate. *J Climate*, 4 :689–706.
- Cohen-Solal, E. (1994). Etude de l'énergie du système climatique à l'aide d'un modèle couplé : atmosphère, océan superficiel, glace de mer. Thèse de Doctorat de l'Université Paris 6.
- Darcy, H. (1856). *Les fontaines publiques de la ville de Dijon*. Dalmont, Paris.

- de Marsily, G. (1995). *L'eau*. Dominos. Flammarion.
- Deardorff, J. W. (1977). A parametrization of ground-surface moisture content for use in atmospheric prediction models. *J Appl Meteorol*, 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*, 83 :1889–1903.
- Delworth, T. L. and Manabe, S. (1988). The influence of potential evaporation on the variabilities of simulated soil wetness and climate. *J Climate*, 1 :523–547.
- Dickinson, R. E. (1984). Modeling evaporation for three-dimensional global climate models. In *Climate Processes and Climate Sensitivity, Volume 5*, pages 58–72.
- Dickinson, R. E. and Henderson-Sellers, A. (1988). Modelling tropical deforestation : A study of GCM land-surface parameterizations. *Quart J R Meteorol Soc*, 114 :439–462.
- Dorman, J. and Sellers, P. (1989). A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the Simple Biosphere model (SiB). *J Appl Meteorol*, 28 :833–855.
- Douville, H., Royer, J.-F., and Mahfouf, J.-F. (1995a). A new snow parameterization for the Météo-France climate model - Part I : validation in stand-alone experiments. *Clim Dyn*, 12 :21–35.
- Douville, H., Royer, J.-F., and Mahfouf, J.-F. (1995b). A new snow parameterization for the Météo-France climate model - Part II : validation in 3-D experiment. *Clim Dyn*, 12 :37–52.
- Ducharne, A. (1993). Bilans hydriques dans un modèle de circulation générale : influence de la variabilité spatiale à échelle inférieure à celle de la maille du modèle. Rapport de DEA (DEA d'Ecologie Générale et Production Végétale), Université Paris 6.
- Duchauffour, P. (1991). *Pédologie : sol, végétation, environnement*. Abrégés. Masson.
- Ducoudré, N. (1989). Sensibilité du climat simulé à la paramétrisation des échanges de vapeur d'eau entre la biosphère et l'atmosphère. Thèse de Doctorat de l'Université Paris 6.
- Ducoudré, N., Laval, K., and Perrier, A. (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*, 6(2) :248–273.
- Dümenil, L. and Todini, E. (1992). A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model. In O'Kane, J., editor, *Advances in theoretical hydrology, A tribute to James Dooge*, volume 1 of *European Geophysical Society Series in Hydrological Sciences*, pages 129–157. Elsevier.
- Dunne, K. A. and Willmott, C. J. (1996). Global distribution of plant-extractable water capacity of soil. *International Journal of Climatology*, 16 :841–859.
- ECMWF (1991). ECMWF forecast model : physical parametrisations. Research Manual 3, European Centre for Medium Range Weather Forecasts.
- Entekhabi, D. and Eagleson, P. (1989). Land surface parametrization for atmospheric general circulation models including subgrid scale spatial variability. *J Climate*, 2(8) :32–46.
- FAO/UNESCO (1971-1981). *Soil Map of the World*, volume 1-10. UNESCO, Paris.
- Figuroa, S. N. and Nobre, C. A. (1990). Precipitation distribution over central and western South America. *Climanàlise*, 5(6) :36–40.
- Fouquart, Y. and Bonnel, B. (1980). Computations of solar heating of the earth's atmosphere : a new parametrization. *Beitrag zur Physik der Atmosphere*, 53 :35–62.
- Garratt, J. (1993). On the sensitivity of climate simulations to the land-surface and atmospheric boundary-layer treatments - A review. *J Climate*, 6(3) :419–449.
- Gates, W. L. (1992). AMIP, the atmospheric model intercomparison project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 73 :1962–1970.

- Gille, E. (1985). Etude hydrologique des bassins de la Meuse et de la Moselle. Thèse de l'École Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- GRDC (1994). Hydrological regimes of the 20 largest rivers of the world - A compilation of the GRDC database. Technical Report 5, Global Runoff Data Center, Koblenz, Germany.
- Gumbel, E. J. (1958). *Statistics of Extremes*. Columbia University Press, New-York.
- Habets, F., Noilhan, J., Martin, E., Choissnel, E., Bougeault, P., Merlier, C., Cavazzi, C., Ledoux, E., Leblois, E., Oettle, C., and Vidal-Madjar, D. (1996). The French Rhône project on the development of an atmospheric and hydrologic models coupling methodology. Preprint Volume of the Second International Scientific Conference on the Global Energy and Water Cycle, 17-21 June 1996, Washington, DC, USA.
- Hagemann, S. and Dümenil, L. (1996). Development of a parameterization of lateral discharge for the global scale. Technical Report 219, MPI, Hamburg.
- Hansen, J., Russell, G., Rind, D., Stone, P., Lacis, A., Lebedeff, S., Ruedy, R., and Travis, L. (1983). Efficient three-dimensional global models for climate studies : Models I and II. *Mon. Weather. Rev.*, 111 :609–662.
- Harzallah, A. and Sadourny, R. (1995). Internal versus SST-forced variability as simulated by an atmospheric general circulation model. *J Climate*, 8 :474–495.
- Henderson-Sellers, A., McGuffie, K., and Pitman, A. J. (1996). The project for intercomparison of land-surface parametrization schemes (PILPS) : 1992 to 1995. *Clim Dyn*, 12 :849–859.
- Henning, D. (1989). *Atlas of the Surface Heat Balance of the Continents*. Gebrüder Borntraeger - Berlin - Stuttgart.
- Holton, J. R. (1972). *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, New York and London.
- Hourdin, F. (1992). Etude et simulation numérique de la circulation générale des atmosphères planétaires. Thèse de Doctorat de l'Université Paris 6.
- Jaeger, L. (1976). Monatskarten des Niederschlags für die ganze Erde. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, 139 :38.
- Jaeger, L. (1983). Monthly and areal patterns of mean global precipitation. In Street-Parrot, A., Beran, M., and Ratcliffe, R., editors, *Variations in the Global Water Budget*, pages 129–140. D. Reidel Publishing Company.
- Jarvis, P. G. (1976). The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, B723 :593–610.
- Johnson, K. D., Entekhabi, D., and Eagleson, P. S. (1993). The implementation and validation of improved land-surface hydrology in an atmospheric general circulation model. *J Climate*, 6 :1009–1026.
- Kondo, J., Saigusa, N., and Sato, T. (1990). A parameterization of evaporation from bare soil surfaces. *J Appl Meteorol*, 29 :385–389.
- Kuo, H. (1965). On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J Atmos Sci*, 22 :40–63.
- Laval, K. (1988). Land surface processes. In Schlesinger, M. E., editor, *Physically-based modelling and simulation of climate and climatic change*, volume 1, pages 285–306.
- Laval, K., Le Treut, H., and Sadourny, R. (1981). Effects of cumulus parameterization on the dynamics of a general circulation model. *Geophysical Astrophys. Fluid Dyn.*, 17 :739–774.
- Laval, K., Raghava, R., Sadourny, R., and Forichon, M. (1996). Simulations of the 1987 and 1988 indian monsoons using the LMD GCM. *J Climate*, 9(12) :3357–3371.
- Le Treut, H., Li, Z., and Forichon, M. (1994). Sensitivity of the LMD general circulation model to greenhouse forcing associated with two different cloud water parameterizations. *J Climate*, 7(12) :1827–1841.

- Le Treut, H. and Li, Z.-X. (1991). Sensitivity of an atmospheric general circulation model to prescribed SST changes : feedback effects associated with the simulation of cloud optical properties. *Clim Dyn*, 5 :175–187.
- Leblois, E. (1993). De l'hydrologie avec le SIG raster IDRISI. Rapport de stage ENGREF.
- Ledoux, E. (1975). Programme NEWSAM : principe et mode d'emploi. Rapport lhm/r75/11, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.
- Ledoux, E. (1980). Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique. Thèse de Docteur-Ingénieur, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris et Université Paris 6.
- Legates, D. R. and Willmott, C. J. (1990). Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. *International Journal of Climatology*, 10 :111–127.
- Liang, X., Lettenmaier, D. P., Wood, E. F., and J., B. S. (1994). A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *J Geophys Res*, 99(D7) :14,415–14,428.
- Liston, G. E., Sud, C., and Wood, E. F. (1994). Evaluating GCM land surface hydrology parameterizations by computing river discharges using a runoff routing model : application to the Mississippi basin. *J Appl Meteorol*, 33 :394–405.
- Loaiciga, H. A., Valdes, J. B., Vogel, R., Garvey, J., and Schwarz, H. (1996). Global warming and the hydrological cycle. *J Hydrol*, 174 :83–127.
- Lorenz, E. N. (1996). Prévisibilité : Un battement d'aile de papillon au Brésil déclenche-t-il une tornade au Texas ? *La Météorologie*, 15 :19–21. 8e série.
- Loth, B. and Graf, H.-F. (1993). Snow cover model for global climate simulations. *J Geophys Res*, 98(D6) :10451–10464.
- Louis, J. F. (1979). A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound Layer Meteorol*, 17 :187–202.
- Mahfouf, J.-F., Ciret, C., Ducharne, A., Irannejad, P., Noilhan, J., Shao, Y., Thornton, P., Xue, Y., and Yang, Z.-L. (1996). Analysis of transpiration results from the PILPS-RICE Workshop. *Global and Planetary Change*, 13 :73–88.
- Maidment, D. R. (1996). GIS and hydrologic modeling : an assessment of progress. Presented at the Third International Conference on GIS and Environmental Modeling, January 22-26, 1996, Santa Fe, New Mexico, USA. Disponible sur <http://www.ce.utexas.edu/prof/maidment/CE397>
- Manabe, S. (1969). Climate and the ocean circulation 1. The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Mon. Weather. Rev.*, 97(11) :739–774.
- Manabe, S. and Strickler, R. (1964). Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment. *J Atmos Sci*, 21 :361–385.
- Mather, J. R. (1974). *Climatology : Fundamentals and Applications*. McGraw-Hill, Inc., New-York.
- Miller, J. R., Russel, G. L., and Caliri, G. (1994). Continental-scale river flow in climate models. *J Climate*, 7 :914–928.
- Milliman, J. D. and Meade, R. H. (1983). World-wide delivery of river sediment to the oceans. *The Journal of Geology*, 91(1) :1–21.
- Milly, P. C. D. (1992). Potential evaporation and soil moisture in general circulation models. *J Climate*, 5 :209–226.
- Milly, P. C. D. and Dunne, K. A. (1994). Sensitivity of the global water cycle to the water-holding capacity of land. *J Climate*, 7 :506–526.

-
- Mintz, Y. (1984). The sensitivity of numerically simulated climates to land-surface boundary conditions. In T., H. J., editor, *The Global Climate*. Cambridge University Press.
- Mintz, Y. and Serafini, Y. (1992). A global monthly climatology of soil moisture and water balance. *Clim Dyn*, 8 :13–27.
- Moore, I. D. and Grayson, R. B. (1991). Terrain-based catchment partitioning and runoff prediction using vector elevation data. *Water Resources Research*, 27(6) :1177–1191.
- Moore, R. J. (1985). The probability-distributed principle and runoff production at point and basin scales. *Hydrological Sciences*, 30 :273–297.
- Morcrette, J. J. (1991). Radiation and cloud radiative properties in the European Centre for Medium range Weather Forecasts forecasting system. *J Geophys Res*, 96 :9121–9132.
- Mysak, L. A., Manak, D. K., and Marsden, R. F. (1990). Sea-ice anomalies observed in the greenland and labrador seas during 1901-1984 and relation to an interdecadal Artic climate cycle. *Clim Dyn*, 5 :111–133.
- Najm Chalita, S. (1992). Sensibilité du modèle de circulation atmosphérique du LMD à l'albédo de surfaces enneigées : résultats préliminaires de rétroactions liées à la couverture neigeuse. Thèse de Doctorat de l'Université Paris 6.
- Namias, J. (1985). Some empirical evidence for the influence of snow cover on temperature and precipitation. *Mon. Weather. Rev.*, 113 :1542–1553.
- Nash, J. E. and Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models, Part I : a discussion of principles. *J Hydrol*, 10 :282–290.
- Nepstad, D. C., Carvalho, C. R., Davidson, E. A., Jipp, P. H., Lefebre, P. A., Negrelos, G. H., da Silva, E. D., Stone, T. A., Trumbore, S. E., and Vieira, S. (1994). The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of amazonian forests and pastures. *Nature*, 372 :666–669.
- NGDC (1988). Digital relief of the surface of the Earth (ETOPO5). Data announcement 88-mgg-02, NOAA, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado. Information disponible sur <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo5.html>
- Nobre, C., Sellers, P., and Shukla, J. (1991). Amazonian deforestation and the regional climate change. *J Climate*, 4 :957–988.
- Noilhan, J. and Planton, S. (1989). A simple parameterization of the land surface processes for meteorological models. *Mon. Weather. Rev.*, 117(3) :536–549.
- Oort, A. H. (1983). Global atmospheric circulation statistics, 1958-1973. NOAA Professional Paper No. 14, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C.
- Patterson, K. A. (1990). Global distributions of total and total-available soil water holding capacities. Master's thesis, University of Delaware.
- Peixoto, J. P. and Oort, A. H. (1983). The atmospheric branch of the hydrological cycle and climate. In *Variations of the Global Water Budget*, pages 5–65. Reidel, London.
- Peixoto, J. P. and Oort, A. H. (1992). *Physics of Climate*. American Institute of Physics, New York.
- Perrier, A. (1975). Etude physique de l'évaporation dans les conditions naturelles. *Annales Agronomiques*, 26(1-18) :105–123, 229–243.
- Peters (1992). *Atlas Compact*. Larousse.
- Pilgrim, D. H. and Cordery, I. (1992). Flood runoff. In Maidment, D. R., editor, *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, Inc.
- Polcher, J. (1994). Etude de la sensibilité du climat tropical à la déforestation. Thèse de doctorat de l'Université Paris 6.

- Polcher, J. (1995). Sensitivity of tropical convection to land surface processes. *J Atmos Sci*, 52 :3143–3161.
- Polcher, J., Harzallah, A., Bony, S., Chalita, S., Cohen-Solal, E., Forichon, M., Hourdin, F., LeTreut, H., Levan, P., Li, Z., and Rogel, P. (1991). Le cycle 5 du modèle de circulation générale du LMD. Note Interne du Laboratoire de Météorologie Dynamique No 170.
- Polcher, J. and Laval, K. (1994). A statistical study of regional impact of deforestation on climate of the LMD-GCM. *Clim Dyn*, 10 :205–219.
- Polcher, J., Laval, K., Dumenil, L., Lean, J., and Rowntree, P. R. (1996). Comparing three land surface schemes used in general circulation models. *J Hydrol*, 180 :373–394.
- Rassmusson, E. M., Dickinson, R. E., Kutzbach, J. E., and Cleaveland, M. K. (1992). Climatology. In Maidment, D. R., editor, *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, Inc.
- Rawls, W. J., Ahuja, L. R., Brabensiek, D. L., and Shirmohammadi, A. (1992). Infiltration and soil water movement. In Maidment, D. R., editor, *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, Inc.
- Reynolds, R. W. (1988). A real-time global sea surface temperature analysis. *J Climate*, 1 :75–86.
- Robock, A., Vinnikov, K. Y., Schlosser, C. A., Speranskaya, N. A., and Xue, Y. (1995). Use of midlatitude soil moisture and meteorological observations to validate soil moisture simulations with biosphere and bucket models. *J Climate*, 8 :1–35.
- Rodier, J. A. (1985). Aspects of arid zone hydrology. In Rodda, J. C., editor, *Facets of Hydrology, Volume II*. John Wiley and Sons Ltd.
- Rowntree, P. R. and Lean, J. (1994). Validation of hydrological schemes for climate models against catchment data. *J Hydrol*, 155 :301–323.
- Russel, G. L. and Miller, J. R. (1990). Global river runoff calculated from a global atmospheric general circulation model. *J Hydrol*, 117 :241–254.
- Rutter, A. J. (1975). The hydrological cycle in vegetation. In Monteith, J. L., editor, *Vegetation and the atmosphere*, pages 111–154. Academic Press, London.
- Sadourny, R. (1993). La circulation générale de l’atmosphère : observation, théorie et modèles. Cours du DEA d’Océanologie, Météorologie et Environnement, Université Paris 6.
- Sadourny, R. and Laval, K. (1984). January and July performance of the LMD general circulation model. In Berger, A. L. and Nicolis, C., editors, *New perspectives in climate modelling*, pages 173–197. Elsevier Science Publisher, Amsterdam.
- Sausen, R., Schubert, S., and Dümenil, L. (1994). A model of the river-runoff for use in coupled atmosphere-ocean models. *J Hydrol*, 155 :337–352.
- Schiller, A., Mikolajewicz, U., and Voss, R. (1996). The stability of the thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere general circulation model. Technical Report 188, Max-Planck-Institute for Meteorology, Hamburg.
- Schlesinger, M. E. and Gates, W. L. (1980). The January and July performance of the OSU two-level atmospheric general circulation model. *J Atmos Sci*, 37 :1914–1943.
- Schneider, S. H. (1992). Introduction to climate modeling. In Trenberth, K. E., editor, *Climate System Modeling*. Cambridge University Press.
- Scott, R., Koster, R. D., Entekhabi, D., and Suarez, M. J. (1995). Effect of a canopy interception reservoir on hydrological persistence in a general circulation model. *J Climate*, 8(7) :1917–1922.
- Sellers, P. J., Meeson, B. W., Closs, J., Collatz, J., Corprew, F., Dazlich, D., Hall, F. G., Kerr, Y., Koster, R., Los, S., Mitchell, K., McManus, J., Myers, D., Sun, K.-J. and Try, P. (1995). An overview of the ISLSCP Initiative I Global Data Sets. On : ISLSCP Initiative I-Global Data Sets for Land-Atmosphere Models, 1987-1988. Published on CD by NASA. Volume 1 : USA_NASA_DGDAAC_ISLSCP_001, OVEVERVIEW.DOC.

- Sellers, P., Mintz, Y., Sud, Y., and Dachler, A. (1986). A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J Atmos Sci*, 46(6) :505–531.
- Sellers, P. J., Hall, F. G., G., A., Strebel, D. E., and Murphy, R. E. (1992). A overview of the First International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) field experiment. *J Geophys Res*, 97 (D17) :18345–18371.
- Sellers, W. D. (1965). *Physical Climatology*. University of Chicago.
- Serryn, P. (1980). *Nouvel Atlas*. Bordas.
- Shao, Y., Anne, R., Henderson-Sellers, A., Irannejad, P., Thornton, P., Liang, X., Chen, T., Ciret, C., Desborough, C., Balachova, O., Haxeltine, A., and Ducharne, A. (1994). In *Soil Moisture Simulation. A report of the RICE and PILPS Workshop*, number 14. IGPO Publications Series.
- Shea, D. (1986). Climatological atlas : 1950-1979, surface air temperature, precipitation, sea-level pressure and sea-surface temperature (45S-90N). Technical report, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO.
- Shukla, J. and Mintz, Y. (1982). Influence of land-surface evaporation on the earth's climate. *Science*, 215 :1498–1501.
- Sivapalan, M. and Woods, R. A. (1995). Evaluation of the effects of general circulation model's sub-grid variability and patchiness of rainfall and soil moisture on land surface water balance fluxes. *Hydrological Processes*, 9 :697–717.
- Stamm, J. F., Wood, E. F., and Lettenmaier, D. P. (1994). Sensitivity of a GCM simulation of global climate to the representation of land-surface hydrology. *J Climate*, 7 :1218–1239.
- Stedinger, J. R., Vogel, R. M., and Foufoula-Georgiou, E. (1992). Frequency analysis of extreme events. In Maidment, D. R., editor, *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, Inc.
- Tarboton, D. G., Bras, R. L., and Rodriguez-Iturbe, I. (1991). On the extraction of channel networks from digital elevation data. In Beven, K. J. and Moore, I. D., editors, *Terrain Analysis and Distributed Modeling in Hydrology*, pages 85–104. John Wiley and Sons.
- Todini, E. (1988). Il modello afflussi deflussi del fiume Arno. Relazione Generale dello studio per conto della Regione Toscana, University of Bologna.
- Todini, E. (1995). New trends in modelling soil processes from hillslope to GCM scales. In Oliver, R. H. and Oliver, A. S., editors, *The role of water and the hydrological cycle in global change*, volume 31 of *NATO ASI Series I : Global Environmental Change*, Berlin Heidelberg New-York. NATO, Springer-Verlag.
- Triplet, J.-P. and Roche, G. (1971). *Météorologie Générale*. Ecole Nationale de la Météorologie.
- UNESCO (1969). Discharge of selected rivers of the world. Technical report, Paris.
- Verseghy, D. (1991). CLASS-a canadian land surface scheme for GCMs I. soil model. *International Journal of Climatology*, 11 :111–133.
- Vintzileos, A. (1996). Etude de la variabilité climatique avec un modèle couplé atmosphère globale-océan pacifique tropical. Thèse de Doctorat de l'Université Paris 6.
- Vorosmarty, C. J., Moore, B., Grace, A. L., Gildea, M. P., Melillo, J. M., Peterson, B. J., Rastetter, E. B., and Steudler, P. A. (1989). Continental scale models of water balance and fluvial transport : an application to South America. *Global Biogeochemical Cycles*, 3(3) :241–265.
- Wallis, J. R., Lettenmaier, D. P., and Wood, E. F. (1991). A daily hydroclimatological data set for the continental United States. *Water Resources Research*, 27 :1657–1663.
- Warrilow, D. A., Sangster, A. B., and Slingo, A. (1986). Modelling of land surface processes and their influence on European climate. Dynamical Climatology DCTN38, Meteorological Office, Bracknell, UK.

- Watson, I. and Burnett, A. D. (1995). *Hydrology : an environmental approach*. Lewis Publishers.
- Willmott, C. J. and Legates, D. R. (1991). Rising estimates of terrestrial and global precipitation. *Climate research*, 1 :179–186.
- Willmott, C. J., Robeson, S. M., and Feddema, J. J. (1994). Estimating continental and terrestrial precipitation averages from rain-gauge networks. *International Journal of Climatology*, 14(4) :403–414.
- Wilson, M. F. and Henderson-Sellers, A. (1985). A global archive of land cover and soil data for use in general circulation climate models. *Journal of Climatology*, 5 :119–143.
- Wood, E., Lettenmaier, D., and Zartarian, V. (1992). A land-surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models. *J Geophys Res*, 97(D3) :2717–2728.
- Zhao, R. (1977). *Flood forecasting method for humid regions of China*. East China College of Hydraulic Engineering, Nanjing, China.
- Zobler, L. (1986). A world soil file for global climate modeling. National Aeronautics and Space Administration, Technical Memorandum 87802.