



HAL
open science

Modélisation de l'hydrologie continentale et influences de l'irrigation sur le cycle de l'eau

Guimberteau Matthieu

► **To cite this version:**

Guimberteau Matthieu. Modélisation de l'hydrologie continentale et influences de l'irrigation sur le cycle de l'eau. Interfaces continentales, environnement. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2010. Français. NNT: . tel-00874833

HAL Id: tel-00874833

<https://theses.hal.science/tel-00874833>

Submitted on 18 Oct 2013

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.

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE, PARIS VI

Spécialité: Sciences de la Terre

Préparée au

Laboratoire de Météorologie Dynamique

Présentée par

Matthieu Guimberteau

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE, PARIS VI

Sujet de la thèse :

**Modélisation de l'hydrologie continentale et influences de l'irrigation
sur le cycle de l'eau.**

soutenue le 10 février 2010 devant le jury composé de:

M.	Hervé Le Treut	Professeur Paris VI	Président
Mme.	Katia Laval	Professeur Paris VI	Directrice de thèse
M.	Alain Perrier	Professeur AgroParisTech	Co-directeur de thèse
Mme.	Patricia De Rosnay	Chargée de recherche, CNRS (en détachement au CEPMMT/ECMWF)	Rapporteur
M.	Jean-Paul Lhomme	Directeur de recherche, IRD	Rapporteur
Mme.	Andrée Tuzet	Chargée de recherche, INRA	Examinatrice
M.	Pierre Ribstein	Professeur Paris VI	Examineur
M.	Jan Polcher	Directeur de Recherche, CNRS	Invité

Remerciements

Je souhaite tout d'abord remercier chaleureusement Katia Laval et Alain Perrier qui ont dirigé ma thèse au LMD. Je leur exprime ma profonde gratitude pour la confiance qu'ils m'ont accordée dès le début de mon stage de fin d'étude puis durant les trois années de mon doctorat. Leur professionnalisme fut toujours accompagné d'une grande chaleur humaine à laquelle je fus très sensible. Je n'oublierai jamais les conversations passionnantes que j'ai eu avec chacun. Merci aussi à Jan Polcher pour son implication dans le suivi de mes travaux de thèse. Ses orientations et connaissances du modèle m'ont permis de mieux appréhender la complexité de la modélisation numérique.

Je remercie les directeurs du LMD, qui se sont succédés lors de ma thèse, pour m'avoir offert l'opportunité de produire l'ensemble de ce travail au sein de leur laboratoire. Merci donc à Hervé Le Treut, François Vial et Vincent Cassé, actuel directeur du LMD.

Ma thèse a débuté lorsque celle de Tristan d'Orgeval touchait à sa fin. De ce fait, une collaboration s'est installée entre nous afin qu'il m'explique sa version du modèle que j'ai reprise pour cette thèse. Tristan l'a fait avec beaucoup de clarté et de patience et je l'en remercie. Notre collaboration fut très bénéfique pour la compréhension des phénomènes modélisés dans SECHIBA. Merci aussi à Thanh Ngo-Duc pour sa gentillesse lors de nos échanges, même s'ils furent brefs.

J'ai une pensée particulière pour les personnes qui m'ont éclairé sur plusieurs points scientifiques autour de la modélisation avec beaucoup de bienveillance. Je pense entre autre à Patricia de Rosnay, Agnès Ducharne, Nathalie de Noblet, Andrée Tuzet et Pierre Ribstein.

Je tiens à remercier Martial Mancip qui fut à l'origine de ma formation informatique et technique au modèle SECHIBA. Sa dynamique et son implication forte dans le modèle furent un atout essentiel pour la réalisation de mes simulations numériques.

Un gros merci à toute l'équipe informatique du laboratoire qui a été très disponible ; merci à Véronique Fabart et Laurent Fairhead. Bien sûr, je n'oublie pas Robert Franchisseur qui a assuré le bien-être de mon ordinateur portable. Je garderai en souvenir nos longues conversations nocturnes à propos de l'informatique qui furent pour moi des moments très agréables. Merci aussi aux ingénieurs du modèle LMDZ sans qui beaucoup de points sur le GCM me seraient encore obscures !

Merci aux secrétaires du LMD et notamment Catherine Douineau, Martine Maherou et Laurence Touchon qui furent toujours disponibles à la moindre demande de ma part.

Merci à l'ensemble des doctorants du laboratoire du LMD à Jussieu. Leur dynamisme et solidarité au sein du couloir contribuent à une atmosphère de travail très agréable. Je pense particulièrement à mes collègues de bureau qui se sont succédés comme Catherine Rio, Pierre Gentine, Julien Lémond, Alexandre Catarino, Youssouph Sané et bien d'autres !

Mes déjeuners à Jussieu furent souvent accompagnés de la présence de Samir Seladji et je le remercie pour tous ces moments de rire et de détente. Un grand merci à mes amis pour leur soutien fidèle et inaltérable. Merci aussi à ma famille et particulièrement à mes parents, mon frère et ma soeur. Petite dédicace à mes belles-cousines impatientes de lire ce manuscrit !

Enfin, un grand merci, du fond du coeur, à ma femme Florence pour sa compréhension et son soutien sans faille durant toute cette période.

*Je dédie cette thèse à ma fille Camille que
j'attends avec la plus grande impatience.*

Résumé

La ressource en eau et son exploitation furent à la base du fondement des grandes civilisations humaines et restent vitales dans le fonctionnement de nos sociétés actuelles. L'évolution consécutive de la croissance démographique sur Terre et la concentration géographique de la demande en nourriture par les populations posent de nombreuses questions quant à la pérennité de l'eau douce prélevée pour l'agriculture. En effet, celle-ci est en moyenne globale la première consommatrice en eau devant les prélèvements industriels et municipaux. De plus, dans un contexte de changement climatique, les interrogations sont nombreuses face aux devenir des précipitations continentales qui sont cruciales pour l'agriculture, d'autant plus dans certaines régions déjà très exposées à la sécheresse. Aussi l'irrigation tente-t-elle justement de pallier le déficit hydrique des cultures en période sèche mais implique en contre-partie des prélèvements en eau non négligeables dans les fleuves ou les nappes. Il est donc légitime de se poser la question : en quoi l'irrigation peut-elle avoir un impact sur les bilans d'eau continentaux ? L'irrigation représente-elle un élément perturbateur, inhibiteur ou favorisant dans le cycle de l'eau ? Quels peuvent être les effets de cette action anthropique sur le climat notamment au niveau des grands pôles d'irrigation que sont le bassin du Mississippi, l'Inde ou encore la Chine ?

La modélisation climatique nous a permis d'apporter quelques éléments de réponse quant à l'effet de l'irrigation sur les bilans d'eau. Tout d'abord nous avons testé la capacité du modèle de surface SECHIBA à simuler les deux composantes majeures du cycle de l'eau susceptibles d'être impactées par l'irrigation : l'humidité des sols et le débit des rivières. Pour cela, nous avons utilisé un jeu de données atmosphériques à haute résolution sur les Etats-Unis pour forcer notre modèle.

Une étude de sensibilité des paramètres de végétation du modèle sur l'humidité des sols a notamment permis de montrer l'effet majeur de l'extraction de l'eau par les racines simulée par SECHIBA. De plus, la comparaison avec des observations de terrain en Illinois a montré la bonne représentation des variations saisonnières de l'humidité des sols sur trois ans.

La seconde étude a porté en détail sur le fonctionnement du module de routage de l'eau via les fleuves vers l'océan dans le modèle SECHIBA. Nous avons montré la nécessité du changement du pas de temps de routage lorsque l'on force le modèle à haute résolution sur le bassin du Mississippi et sur ses sous-bassins.

Enfin, un calcul réaliste de la demande en irrigation simulée par SECHIBA a été mis en œuvre et testé. Le couplage du modèle de surface avec le GCM LMDZ a permis la prise en compte des rétroactions s'effectuant entre la surface continentale et l'atmosphère. Les différences des résultats obtenus entre une simulation prenant en compte l'irrigation et une simulation sans ce prélèvement ont révélé un effet de l'irrigation principalement sur l'évaporation et les pluies en Inde et sur le bassin du Mississippi. L'impact de l'irrigation sur le bilan d'eau peut être différent selon les régions du globe. L'irrigation contribue significativement à l'augmentation des précipitations sur la région sèche de ce bassin alors que la région humide ne présente pas de variations dans le bilan d'eau. En revanche, les résultats sur l'Inde indiquent que l'irrigation affaiblit significativement le déclenchement de la mousson via la réduction du gradient thermique terre-mer conduisant à moins de pluies en été.

Table des matières

1	Introduction générale : cycle de l'eau et enjeux	5
1.1	L'eau : quelques généralités et son cycle	5
1.2	La ressource en eau, un défi pour le XXIème siècle	8
1.3	Modélisation du cycle de l'eau continental	14
1.4	Synthèse et objectifs poursuivis	15
2	Le modèle de surface SECHIBA	17
2.1	Les données d'entrées atmosphériques	18
2.1.1	Forçage	18
2.1.2	GCM	18
2.2	L'interface sol-végétation	19
2.3	Le bilan d'énergie à la surface	22
2.4	Le bilan hydrique de surface	26
2.4.1	Évaporations	27
2.4.2	Modèles hydrologiques	31
2.4.3	Schéma de routage horizontal de l'eau	31
2.4.4	Modélisation de l'irrigation	32
2.5	Synthèse du chapitre	37
3	Le bassin versant du Mississippi : un modèle d'étude	39
3.1	Un bassin divisé en deux parties	39
3.2	Éléments de travail disponibles	44
3.2.1	Forçage NLDAS à haute résolution	44
3.2.2	Observations in-situ d'humidité des sols	45
3.2.3	Mesures des débits des rivières	46
3.3	Irrigation aux États-Unis et sur le bassin du Mississippi	46
3.4	Synthèse du chapitre	48
4	Simulation de l'humidité du sol à haute résolution	49
4.1	Introduction du chapitre	49
4.2	Article	50
4.2.1	Introduction	51
4.2.2	Measurements of soil moisture across Illinois. The Soil Wetness Index.	52
4.2.3	Brief description of the forcing and the LSM used	53
4.2.4	Results and discussion	59
4.2.5	Conclusion	79
4.3	Conclusion du chapitre	82

5	Impact de la résolution sur la modélisation du débit du Mississippi	83
5.1	Introduction du chapitre	83
5.2	Article	83
5.2.1	Introduction	85
5.2.2	Routing scheme	86
5.2.3	Approach	90
5.2.4	Results and discussion	94
5.2.5	Conclusion	108
5.3	Conclusion du chapitre	113
6	Evaluation de la nouvelle représentation de la demande en irrigation	115
6.1	Résultat sur le bassin versant du Mississippi	116
6.2	Résultats sur les bassins versants asiatiques	121
6.3	Synthèse du chapitre	125
7	Simulation globale de l'irrigation : impact sur le cycle de l'eau	127
7.1	Méthodes d'étude	127
7.1.1	Protocole des simulations	127
7.1.2	Outils statistiques	128
7.2	Bassins versants mondiaux irrigués	132
7.3	Impact global de l'irrigation	135
7.3.1	Irrigation simulée	135
7.3.2	Modification des composantes du bilan d'eau	138
7.3.3	Modification de la température du sol	141
7.4	Impact sur le bilan d'eau en Inde	142
7.4.1	Irrigation simulée	142
7.4.2	Irrigation et mousson	145
7.4.3	Débit du Gange-Brahmapoutre	153
7.4.4	Résumé	155
7.5	Bassin du Mississippi : impact de l'irrigation et tendances	156
7.5.1	Irrigation simulée	156
7.5.2	Différences moyennes sur 30 ans	158
7.5.3	Tendances sur 30 ans	162
7.5.4	Résumé	170
7.6	Impact sur les débits des grands fleuves	172
7.7	Synthèse du chapitre	175
8	Conclusion & perspectives	177

Chapitre 1

Introduction générale : cycle de l'eau et enjeux

1.1 L'eau : quelques généralités et son cycle

L'eau est l'élément essentiel au bon fonctionnement d'un organisme vivant qui en comporte une grande proportion : de 60 à 70% chez l'humain, 70 à 80% chez les animaux et jusqu'à 95% pour les végétaux (Margat and Andréassian, 2008). Chacun peut se rendre compte de l'utilité de l'eau aussi bien dans l'alimentation (eau potable, eau du robinet, eau minérale, eau de source, eau plate/gazeuse) que pour la production d'électricité (hydraulique et thermique), pour les loisirs (bases nautiques, piscine...), etc. Paradoxalement l'eau peut être aussi bien un élément salvateur (lutte contre les incendies, vertues thérapeutiques) que destructeur (noyade, inondations, propagateur de bactéries...). Enfin, l'eau est surtout indispensable à la croissance des végétaux et en particulier des cultures végétales utilisées pour la production alimentaire. Nous verrons que face à l'explosion démographique sur Terre, le besoin de produire pose, dans certaines régions du globe, un problème majeur quant à la pérennité des ressources en eau douce.

La réserve totale en eau, estimée à environ $1,386.10^9 km^3$ sur le globe (figure 1.1), est considérable mais répartie de façon inégale. En effet, d'après les estimations de Shiklomanov and Rodda (2003), le stock majoritaire est indubitablement constitué par les océans représentant en volume $1,338.10^9 km^3$ soit 96,5% des réserves en eau de la planète. La part restante concerne majoritairement les glaciers et neiges éternelles (1,74%), les eaux souterraines (1,70%) et de surface (0,0371%). On note que la quantité d'eau dans l'atmosphère est très faible ($12,9.10^3 km^3$) soit $1,0.10^{-3}$ % des réserves totales de l'hydrosphère. Enfin, il est important de constater que les écoulements, source de prélèvements pour les besoins humains, ne représentent que $2,0.10^{-4}$ % du volume total en eau sur le globe.

L'eau sur Terre peut se retrouver sous différentes formes dépendantes des conditions de pression et de température : à l'état solide sous forme de glace, à l'état gazeux sous forme de vapeur d'eau et enfin le plus communément à l'état liquide, directement utilisable par le vivant. On considère que l'eau est conservée au sein du globe sous ces différentes phases et formant un cycle. La diversité des milieux qui captent et diffusent cette eau explique la complexité de ce cycle.

Dès le *IV^{eme}* siècle av.J.-C., Aristote avait compris le concept de cycle de l'eau lors de ses travaux et explique que l'eau évaporée depuis la mer vers le ciel retombe sous forme de

pluies qui sont à l'origine des rivières, par l'intermédiaire d'un grand réservoir souterrain (voir encadré ci-dessous).

Type of water	Area of distribution, km ² × 10 ³	Volume, km ³ × 10 ³	Water layer, m	Fraction of total volume of hydrosphere, %	Fraction of fresh water, %
World Ocean	361 300	1 338 000	3700	96.5	–
Ground water (gravity and capillary)	134 800	23 400 ^a	174	1.7	–
Predominantly fresh ground water	134 800	10 530	78	0.76	30.1
Soil moisture	82 000	16.5	0.2	0.001	0.05
Glaciers and permanent snow cover:	16 227.5	24 064	1463	1.74	68.7
Antarctica	13 980	21 600	1546	1.56	61.7
Greenland	1 802.4	2 340	1298	0.17	6.68
Arctic Islands	226.1	83.5	369	0.006	0.24
Mountainous regions	224	40.6	181	0.003	0.12
Ground ice of permafrost zone	21 000	300	14	0.022	0.86
Water in lakes:	2 058.7	176.4	85.7	0.013	–
Fresh	1 236.4	91.0	73.6	0.007	0.26
Salt	822.3	85.4	103.8	0.006	–
Swamp water	2 682.6	11.5	4.28	0.0008	0.03
River stream water	148 800	2.12	0.014	0.0002	0.006
Biological water	510 000	1.12	0.002	0.0001	0.003
Water in the air	510 000	12.9	0.025	0.001	0.04
Total volume of the hydrosphere	510 000	1 386 000	2718	100	–
Fresh water	148 800	35 029.2	235	2.53	100

^aWith no account of underground water of the Antarctic, approximately estimated at 2 million km³, including predominantly fresh water of about 1 million km³.

FIG. 1.1 – ESTIMATIONS DES DIFFÉRENTS STOCKS D'EAU SUR TERRE (SHIKLOMANOV AND RODDA, 2003)

Extrait des Météorologiques (Aristote, 334 av.J.-C.)

“En ce qui concerne la vapeur, elle est une séparation de l'eau ; [...] La terre demeure telle et son humidité s'évapore aux rayons du soleil et à l'autre source de chaleur provenant de l'air, vapeur qui monte toujours plus haut ; mais quand la chaleur qui provoque sa montée la quitte, étant dispersée dans les hautes couches et finissant par s'éteindre ayant atteint des hauteurs si élevées au-dessus du sol, que la vapeur se refroidit et se condense de nouveau compte tenu de la perte de chaleur à cette hauteur et l'air se transforme en eau, ce qui génère à nouveau des chutes d'eau sur la terre. [...] Ce qui émane de l'eau est vapeur et ce qui dans l'air devient eau est nuage.”

“Dans cette théorie, l'eau, élevée par le soleil, et retombée en pluie, s'amasse sous la terre, d'où elle s'écoule comme d'un grand réservoir, qui est, soit unique pour toutes les rivières, soit particulier à chacune d'elles. Aucune eau ne s'engendre : c'est l'eau qui, rassemblée dans des réceptacles de ce genre forme le grand débit des rivières. [...] Mais si quelqu'un, se représentant par les yeux de l'esprit, une sorte de réservoir pour l'eau qui tombe continuellement chaque jour, voulait en connaître la quantité, il est clair qu'un réceptacle capable de contenir la totalité de l'eau reçue dans le cours de l'année surpasserait en grandeur la masse de la Terre ou, tout au moins, ne lui serait guère inférieure.”

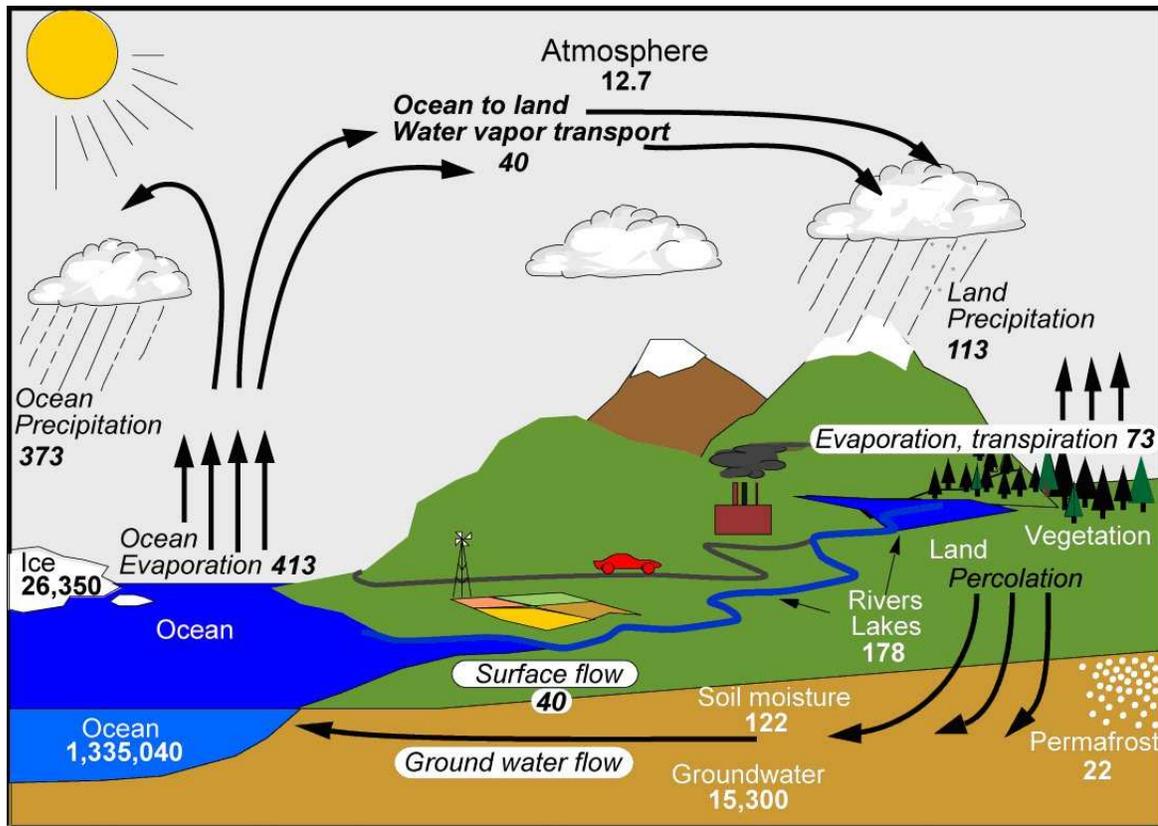


FIG. 1.2 – CYCLE DE L'EAU ET ESTIMATIONS DES STOCKS ET FLUX EN MOYENNE GLOBALE SUR TERRE (10^3 km^3 pour les stocks, $10^3 \text{ km}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ pour les échanges) (TRENBERTH ET AL., 2007).

Aujourd'hui, le cycle de l'eau est assez bien connu et quelques estimations actuelles des flux et stocks sont données d'après Trenberth et al. (2007). L'eau apportée à la surface du globe provient des précipitations atmosphériques (sous forme de pluie ou de neige). Cet apport présente une dissymétrie spatiale. En effet, la partie océanique reçoit 77% des précipitations totales ($486 \cdot 10^3 \text{ km}^3 \cdot \text{an}^{-1}$) et la partie continentale 23%, d'après la figure 1.2. Les pertes en eau au niveau des surfaces sont générées par l'évaporation (et les écoulements) et présentent, là aussi, une dissymétrie spatiale : l'évaporation des surfaces continentales est estimée à 15% de l'évaporation totale, un résultat contrasté avec l'évaporation océanique qui est de 85%. L'eau vaporisée se condense dans l'atmosphère et forme les nuages. Le temps de résidence de l'eau est très faible dans l'atmosphère (d'une dizaine de jours). Quand les gouttelettes d'eau atteignent une taille suffisante, les forces de gravité s'exercent et, suivant les conditions de températures, l'eau retombe sous forme de pluie, de neige ou de grêle sur les surfaces.

Intéressons nous à la partie continentale du cycle. La majorité de la quantité d'eau provenant des pluies continentales repart en évapotranspiration ($73 \cdot 10^3 \text{ km}^3 \cdot \text{an}^{-1}$) soit 64,6% des apports d'eau. L'eau qui n'est ni évaporée ni stockée sous forme de glace peut soit s'infiltrer dans les sous-sols, soit ruisseler à la surface, le tout représentant un flux de $40 \cdot 10^3 \text{ km}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ soit 35,4% des apports d'eau. De manière générale ces eaux assureront, à plus ou moins long terme, le débit des cours d'eau retournant à la mer. On peut ainsi réaliser des bilans hydrologiques, en quantifiant ces volumes d'eau dans les différents compartiments, à différentes

échelles spatio-temporelles. En 1668, le premier bilan hydrologique terrestre a pu être réalisé grâce aux travaux de Pierre Perrault. Pendant trois ans, il mesura les précipitations dans le bassin de la haute Seine et obtint une moyenne égale à environ six fois le débit estimé de la Seine. Perrault donne alors une explication correcte de ce qu'il advenait du reste des précipitations : les cinq sixièmes restants alimentaient les nappes souterraines, s'évaporaient ou étaient transpirés par les végétaux (Perrault, 1674). Il donne ainsi l'équation générale du bilan hydrologique : $P = E + R$ (où P sont les précipitations, E l'évapotranspiration de la surface et R les écoulements). Cependant, à une échelle de temps courte, la prise en compte de la variation des stocks de l'eau continentale ΔQ est indispensable donnant une équation plus complète : $P = E + R + \Delta Q$.

Nous avons vu que les ressources d'eau douce sur le globe sont très minoritaires face aux stockages des eaux océaniques, salées, et par conséquent non utilisables directement pour l'agriculture. C'est pourquoi dans le chapitre suivant, nous aborderons les problèmes actuels et futurs auxquels fait face la population humaine comme par exemple les prélèvements croissants en eau pour l'agriculture afin de répondre aux besoins alimentaires.

1.2 La ressource en eau, un défi pour le XXIème siècle

Pour assurer leur survie, les populations humaines se sont développées majoritairement dans des régions propices à l'agriculture. Le principal facteur de production agricole étant l'eau, les populations se sont concentrées dans les régions à fort potentiel en précipitations. La densité de population est forte en Afrique centrale, de l'Est et au sud de l'Afrique de l'Ouest, c'est à dire de part et d'autre de l'équateur (figure 1.5). Une grande partie de la population (Europe et l'Est des U.S.A.) se concentre aussi entre les latitudes 35°N-60°N. Enfin, les régions particulières comme l'Asie du Sud-Est, sujettes à de fortes pluies grâce à la mousson, ont une forte densité de populations. En premier lieu, l'eau reçue est directement utilisée par l'agriculture non irriguée. On nomme alors cet apport "l'eau verte". Cependant, l'homme a développé une technique consistant à recueillir l'eau pour l'acheminer vers les cultures afin d'augmenter la production en palliant un éventuel déficit en eau pluviale : c'est l'**irrigation**.

L'irrigation est une technique ancestrale d'exploitation de l'eau (voir encadré ci-dessous) qui s'est perfectionnée au cours des âges. Si les surfaces irriguées ($2,7 \cdot 10^6 \text{ km}^2$) représentent aujourd'hui une faible proportion des surfaces continentales totales ($149,4 \cdot 10^6 \text{ km}^2$), soit environ 1,8%, cette proportion devient importante quand on la ramène aux surfaces cultivées (16,3%) (Siebert et al., 2005). D'après la figure 1.3, l'irrigation se concentre majoritairement dans les vallées fluviales de l'hémisphère nord (Mississippi, Gange, Huang He, Nil...) où l'eau est extraite dans ces grands fleuves. Cette répartition préférentielle s'explique aussi par la présence dans ces régions de précipitations et d'énergie solaire importantes, favorables au développement des cultures. 69% de l'irrigation totale est concentrée en Asie ($5,7 \cdot 10^5 \text{ km}^2$ en Inde et $5,4 \cdot 10^5 \text{ km}^2$ en Chine soit respectivement 21% et 20% du total mondial des surfaces irriguées), 17% en Amérique ($2,8 \cdot 10^5 \text{ km}^2$ aux U.S.A. soit plus de 10% du total mondial des surfaces irriguées), 9% en Europe, 4% en Afrique et 1% en Océanie (Siebert et al., 2005).

Histoire de l'irrigation

Toute grande civilisation au cours de l'histoire fut confrontée à l'aménagement de structures pour acheminer l'eau fluviale vers les champs. Les premières grandes civilisations sont nées dans des vallées alluviales : celles de l'Euphrate et du Tigre, puis du fleuve Jaune (*VI^{ème}* millénaire av. J.-C.), du Nil (*V^{ème}* millénaire av. J.-C.) et de l'Indus (*III^{ème}* millénaire av. J.-C.). Nous verrons plus loin que ce sont encore aujourd'hui des régions très irriguées dans le monde. On pense que l'irrigation a émergé dès le *VII^{ème}* millénaire av. J.-C. sur la vallée du Tigre où émergea la civilisation de Samarra (Viollet, 2005). On y a retrouvé des canaux partant des rivières vers les champs. Petit à petit, le besoin d'accroître les surfaces cultivables génère l'élaboration de systèmes plus complexes pour irriguer les zones arides. Ces aménagements conduirent à la création de la première civilisation organisée et urbaine vers 3000 av. J.-C., la civilisation sumérienne. Ce n'est que vers 1800 av. J.-C. que les systèmes d'irrigation, uniquement locaux jusqu'à maintenant, s'élargirent à grande échelle donnant naissance à l'irrigation gravitaire. Se développent ainsi plusieurs techniques d'irrigation à travers les grandes vallées fluviales au cours des différentes civilisations.

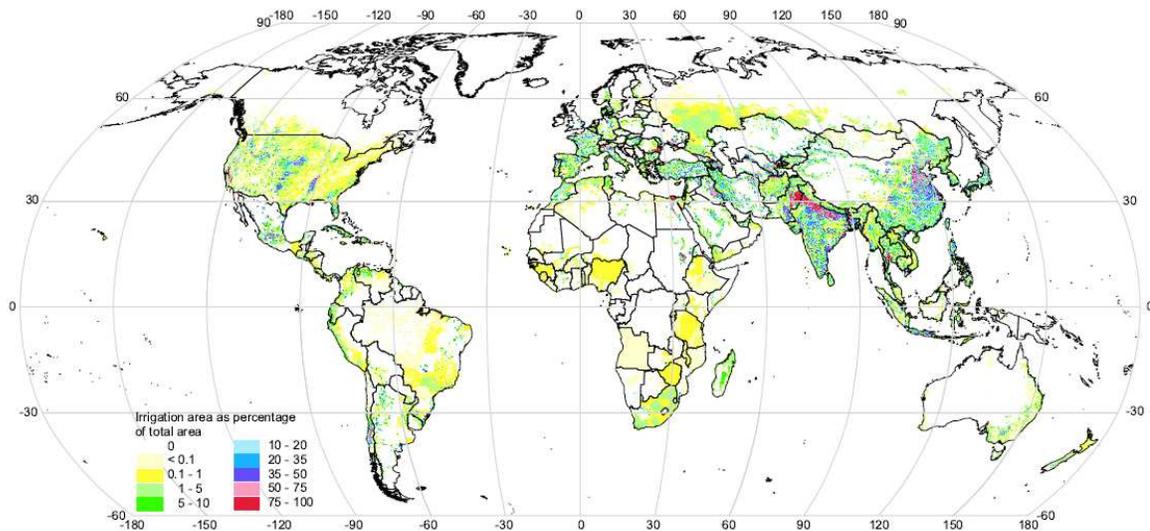


FIG. 1.3 – CARTE GLOBALE DIGITALE DES AIRES ÉQUIPÉES EN IRRIGATION VERS 2000 (% DE FRACTION À RÉOLUTION 5MIN) (SIEBERT ET AL., 2005).

Durant le XX^{ème} siècle, les surfaces irriguées ont augmenté de façon logarithmique avec la croissance de la population mondiale (figure 1.4) qui a presque quadruplée, selon l'ONU (Organisation des Nations Unies, <http://www.un.org/fr/>).

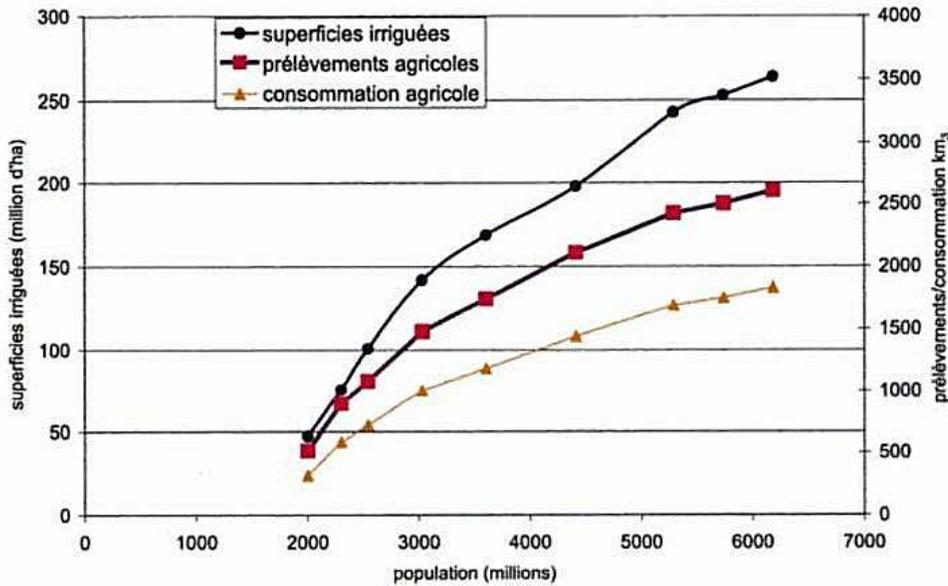


FIG. 1.4 – ÉVOLUTION DES PRÉLÈVEMENTS, DES CONSOMMATIONS AGRICOLES ET DES SURFACES IRRIGUÉES EN FONCTION DE LA POPULATION MONDIALE DE 1900 À 2000 (ROCHE AND ZIMMER, 2006).

En effet, face à une telle croissance démographique, l'agriculture s'intensifie afin de répondre aux besoins nutritionnels et devient le premier consommateur en eau (65,6% des prélèvements totaux) devant les industries (19,5%), les prélèvements municipaux (9,7%) et les prélèvements au niveau des réservoirs (5,2%) (Roche and Zimmer, 2006; Shiklomanov, 2000). On peut évaluer l'importance des prélèvements agricoles en eau par l'**indice brut d'exploitation** : c'est le rapport entre les prélèvements et les apports nets (différence entre les pluies continentales et l'évapotranspiration de la surface continentale). En moyenne globale, cet indice a été multiplié par plus de cinq durant le XXème siècle (Tableau 1.1). Une estimation fondée sur des tendances observées seulement après 2000 indique une augmentation de l'indice brut d'exploitation de 17% en 2025 par rapport à l'an 2000.

Années	Indice brut d'exploitation (%) et son augmentation (%)
1900	1,28 (—)
1950	2,70 (111)
1980	5,28 (96)
2000	6,51 (23)
2025	7,63 (17)
2050	8,21 (8)

TAB. 1.1 – INDICE BRUT D'EXPLOITATION (%) CALCULÉ D'APRÈS ROCHE AND ZIMMER (2006); SHIKLOMANOV (2000) (POUR LES PRÉLÈVEMENTS) ET TRENBERTH ET AL. (2007) (POUR LES APPORTS NETS).

Il convient alors de s'interroger sur la durabilité de la ressource en eau face à cette intensification des prélèvements due à l'accroissement de la population. Tout d'abord on raisonnera

à l'échelle globale où quelques ordres de grandeur pourront rendre compte déjà des enjeux que crée la ressource en eau. Je me baserai sur les indices décrits dans Perrier and Tuzet (2005). On estime aujourd'hui à $4,0.10^{13} m^3.an^{-1}$ les apports nets en eau disponibles pour les continents (Trenberth et al., 2007). La population mondiale à l'heure actuelle s'élève à $6,8.10^9 hab.$ (tableau 1.2). Ainsi, on peut facilement donner un ordre de grandeur quant à la **disponibilité potentielle** en eau par habitant et par an, estimée aujourd'hui à $5,9.10^3 m^3.an^{-1}.hab^{-1}$. Cependant, on estime que seulement un tiers environ de ces apports nets sont mobilisables par l'homme, soit environ $1,3.10^{13} m^3.an^{-1}$. La **disponibilité maximale** en eau aujourd'hui est alors seulement d'environ $2,0.10^3 m^3.an^{-1}.hab^{-1}$ (tableau 1.2), compte tenu des techniques actuelles de prélèvement en eau. Cette disponibilité peut s'avérer sous-estimée pour les extrapolations du *XXI^{ème}* siècle car on peut supposer que les techniques de prélèvements de l'eau seront plus performantes (et inversement pour les estimations passées). Les extrapolations se basant sur la tendance observée après 2000 indiquent une quantité d'eau maximale disponible pour l'homme de l'ordre de $1,4.10^3 m^3.an^{-1}.hab^{-1}$ pour 2050 soit seulement 40% supérieur au **seuil minimum de disponibilité** en eau ($1,0.10^3 m^3.an^{-1}.hab^{-1}$). Ce dernier représente la quantité en eau minimale pour assurer une santé et salubrité acceptable pour un homme vivant en société industrialisée.

Années	Population mondiale ($10^9 hab.$) et son évolution (%)	Disponibilité potentielle en eau ($10^3 m^3.an^{-1}.hab^{-1}$)	Disponibilité maximale en eau ($10^3 m^3.an^{-1}.hab^{-1}$) et son évolution (%)
1900	1,7 (—)	23,5	7,6 (—)
1925	2,0 (17,6)	20,0	6,5 (15,0)
1950	2,5 (25,0)	16,0	5,2 (20,0)
1975	4,1 (64,0)	9,8	3,2 (39,0)
2000	6,1 (48,8)	6,6	2,1 (32,8)
2009	6,8	5,9	2,0
2025	7,9 (29,5)	5,1	1,6 (22,8)
2050	9,1 (15,2)	4,4	1,4 (13,2)

TAB. 1.2 – DISPONIBILITÉS EN EAU, HISTORIQUE ET EXTRAPOLATIONS APRÈS 2009 EN FONCTION DE LA CROISSANCE DÉMOGRAPHIQUE (ONU).

Les prélèvements peuvent paraître d'autant plus préoccupants qu'il existe une grande hétérogénéité géographique de cette pression anthropique sur les ressources en eau. Par exemple, les populations en Inde ou en Chine présentent une forte densité démographique : jusqu'à plus de 1000 habitants au km^2 sont estimés en 2015 dans certaines régions de ces pays (surtout dans les vallées fluviales) d'après la figure 1.5. Par conséquent, on y observe actuellement un fort prélèvement en eau agricole pour ces pays afin d'essayer de satisfaire les besoins nutritionnels humains : entre 50 et 90% de l'eau totale prélevée dans ces régions est destinée à l'agriculture d'après la figure 1.6. Dans certaines régions du monde, la disponibilité maximale en eau peut s'avérer être inférieure au seuil minimum de disponibilité.

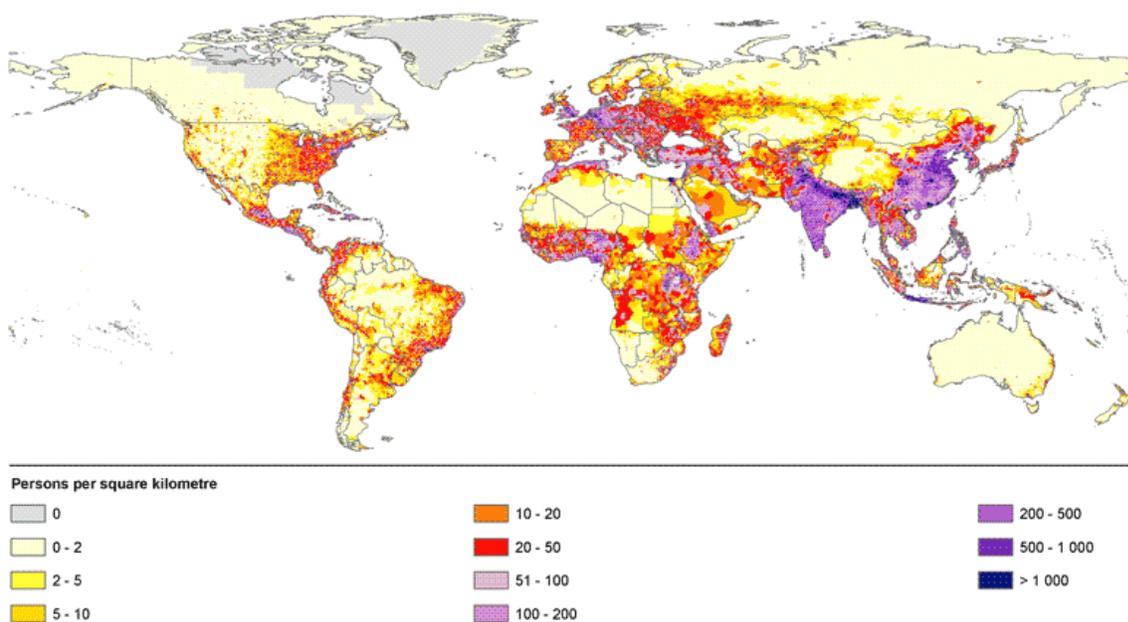


FIG. 1.5 – ESTIMATIONS DE LA DENSITÉ DE POPULATION MONDIALE POUR 2015 ($hab.km^{-2}$) (SALVATORE ET AL., 2005).

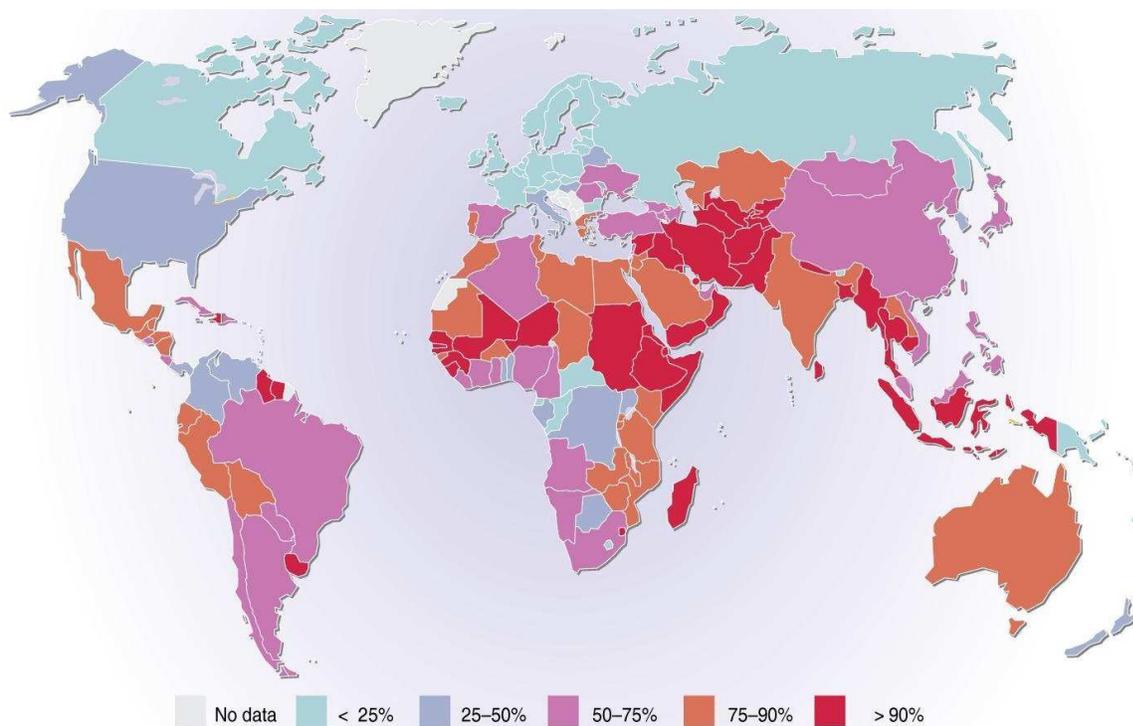


FIG. 1.6 – PROPORTION DE L'EAU TOTALE PRÉLEVÉE À DES FINS AGRICOLES EN 2001 (%) (FAO, AQUASTAT 2007).

Cette hétérogénéité observée peut être expliquée par trois raisons principales :

- la répartition inégale des précipitations sur les surfaces continentales et des pertes sous forme d'évaporation. La figure 1.7 montre que les apports nets se répartissent de façon inégale en fonction des latitudes. Du fait de la circulation atmosphérique, les apports nets positifs (ou convergence d'humidité, précipitations > évaporation) se situent principalement autour de l'équateur et au-delà des latitudes 40 sud et nord. En revanche, les subtropiques présentent des apports nets négatifs (divergence d'humidité, précipitations < évaporation).
- l'accès difficile à la ressource en eau. Souvent la situation économique-social du pays révèle un manque de capitaux humains, institutionnels et financiers qui est un frein au développement des techniques de prélèvement en eau, de son transport et de la gestion de ses réserves permettant une meilleure efficacité hydrique.
- la pollution de la ressource et sa diffusion (matières chimiques, polluants, ordures ménagères, boues, fertilisants, salinisation des terres irriguées). On estime qu'un quart de la population mondiale n'a pas accès à de l'eau de qualité. La figure 1.8 rend compte de la disponibilité inégale en eau douce sur les continents d'après une estimation de la FAO (Food and Agriculture Organization, <http://www.fao.org/>), des Nations Unies et du WRI (World Resources Institute, <http://www.wri.org/>). On note particulièrement la situation de manque d'eau dans les pays du Maghreb et en Arabie. Les pays comme la Chine et l'Inde sont classés comme des régions vulnérables voire en stress hydrique. Nous rappelons que ceci est d'autant plus préoccupant que ces deux pays présentent une densité de populations très forte (figure 1.5). Un tiers de la population mondiale est en-dessous du seuil minimum de salubrité ($0,3 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1} \cdot \text{hab}^{-1}$).

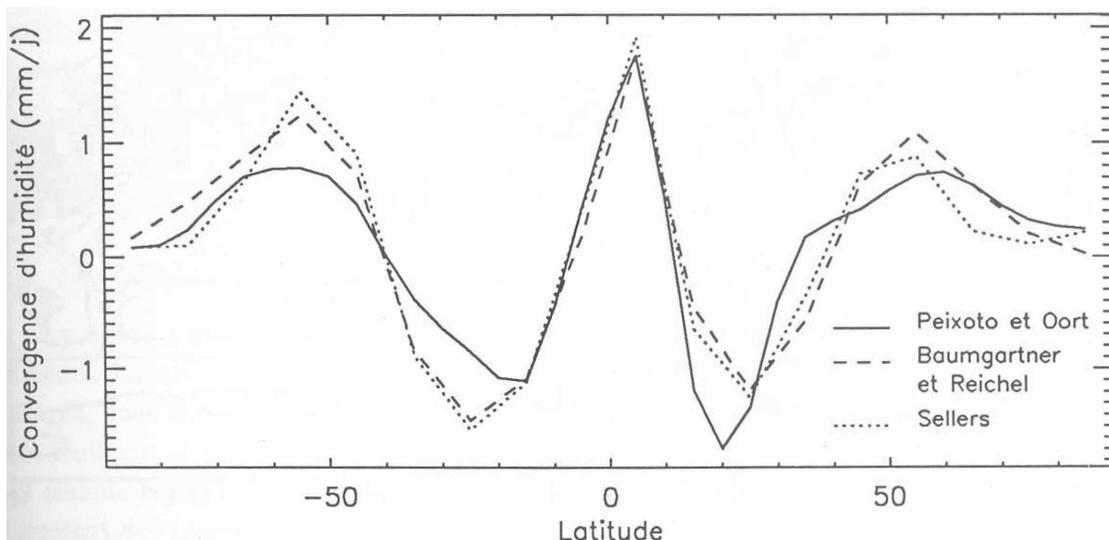


FIG. 1.7 – MOYENNES ZONALES ANNUELLES ($\text{mm} \cdot \text{j}^{-1}$) DE L'ÉVOLUTION DES APPORTS NETS SUR LE GLOBE SELON LES CLIMATOLOGIES DE BAUMGARTNER AND REICHEL (1975), SELLERS (1965) ET LES ESTIMATIONS DE PEIXOTO AND OORT (1983). Figure tirée de la thèse de Ducharne (1997).

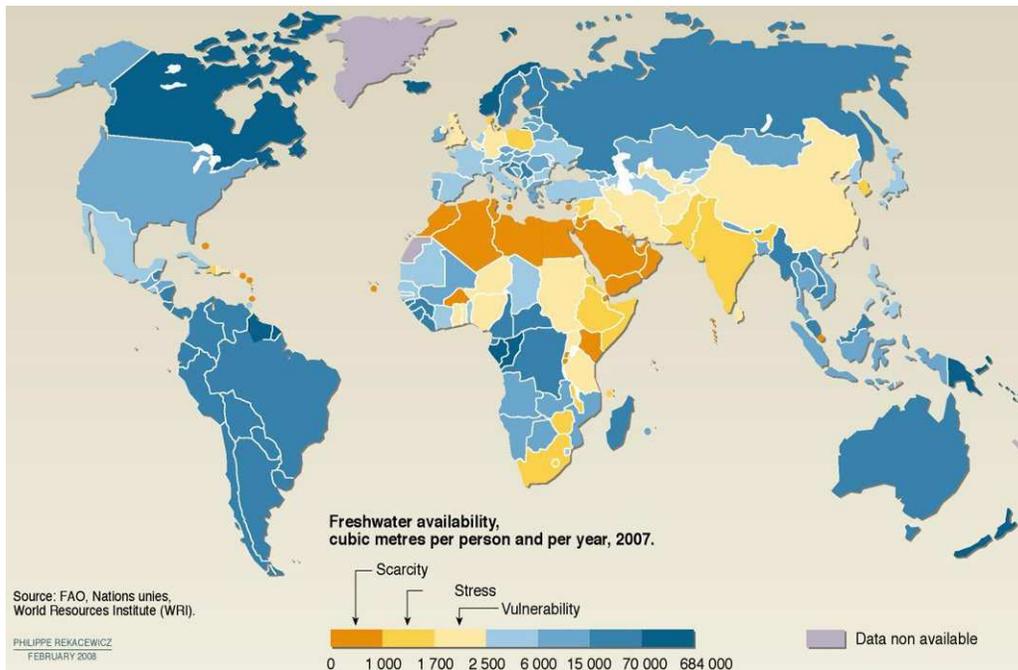


FIG. 1.8 – DISPONIBILITÉ EN EAU DOUCE, 2008 ($m^3.an^{-1}.hab^{-1}$) (FAO, ONU & WRI).

Même si les prévisions pour les cinquante années à venir révèlent un ralentissement de l'augmentation de la population mondiale, il semble crucial de se pencher sur le problème de l'eau quant à sa disponibilité future face à la demande croissante des populations. Une telle concentration de prélèvements en eau dans les sols et rivières ainsi que l'ajout de l'eau d'irrigation sur les cultures requièrent une attention particulière quant à l'impact d'une telle action anthropique sur les composantes du cycle de l'eau. En effet, on peut considérer l'irrigation comme un aménagement du cycle de l'eau terrestre. Une éventuelle perturbation humaine du cycle, que ce soit au niveau de la végétation, du ruissellement ou des débits des rivières, est à envisager de nos jours et l'étude de son impact sur le climat s'avère être un enjeu à relever. Le climat étant l'élément de base influant sur la variation des stocks d'eau, la réflexion sur la gestion de l'eau passe nécessairement par la modélisation du climat et du cycle de l'eau.

1.3 Modélisation du cycle de l'eau continental

La modélisation du cycle de l'eau permet tout d'abord la compréhension des processus mis en jeu entre les différentes composantes ainsi que l'étude de leur représentation spatio-temporelle. Les rétroactions entre les composantes y sont représentées afin d'évaluer leurs impacts dans le cycle. Enfin, d'un point de vue plus large, la modélisation est vraisemblablement un outil indispensable pour adopter une stratégie d'optimisation des ressources en eau face aux besoins croissants de la population en estimant la demande réelle en eau.

Le début de la modélisation de la surface date environ des années 70 où les paramètres comme la disponibilité en eau sont introduits. Manabe (1969) représente les échanges énergétiques et hydriques à l'interface via un modèle d'humidité de sol Bucket, un modèle uni-couche pensé par Budyko (1956). Similaire à un seau, le réservoir se remplit s'il y a convergence d'humidité et un écoulement se déclenche lorsque ce réservoir est plein. La prise en compte des

effets de la végétation apparaît 10 ans plus tard dans SiB (Simple Biosphere, Sellers et al., 1986) et un effort de réalisme des échanges entre l'interface sol-végétation-atmosphère a été récemment apporté grâce à des modèles tels que SECHIBA (Schématisation des EChanges Hydriques à l'Interface Biosphère-Atmosphère, Ducoudré et al., 1993). Ce dernier modèle, qui est aujourd'hui un module d'ORCHIDEE (ORganising Carbon and Hydrology In Dynamic EcosystEms, <http://orchidee.ipsl.jussieu.fr/>), sera utilisé tout le long de mon travail.

1.4 Synthèse et objectifs poursuivis

Les milieux sont en perpétuelle interaction avec l'anthroposphère et la technosphère caractérisant la perturbation du milieu par l'homme par le biais d'une force technique grandissante et d'une demande sociale exigeante. La modélisation offre un outil précieux afin de représenter les processus majeurs énergétiques et hydriques au sein de la biosphère. La prise en compte des rétroactions entre les composantes du système sol-végétation-atmosphère est la condition nécessaire pour évaluer l'impact d'actions anthropiques tels que le changement d'utilisation des terres, l'émission des gaz à effets de serre ou encore l'irrigation des cultures.

Ce dernier point représente le fil conducteur de mon travail de modélisation mais requière au préalable un travail approfondi sur plusieurs aspects du modèle utilisé. En effet, l'irrigation représentant un prélèvement d'eau substantiel dans les fleuves (principalement) pour l'ajouter au sol des cultures, il est par conséquent important de s'assurer de la bonne représentation des processus liés à l'humidité des sols et des débits des rivières dans le modèle. Cependant, dans un premier temps, il n'est pas raisonnable de regarder avec précision à l'échelle mondiale la capacité d'un modèle à simuler un processus. En effet, l'hétérogénéité spatiale des fonctionnements hydriques et énergétiques à la surface continentale du globe nous impose dans un premier temps de cibler notre lieu d'étude géographique. De plus, le temps de calcul pour des études de sensibilité du modèle est un des facteurs limitant. C'est pourquoi, le **bassin versant** (défini dans l'encadré ci-dessous) du Mississippi paraît être un domaine convenable d'étude puisqu'il est un des bassins versants mondiaux les plus irrigués. De plus, les nombreuses données d'observations aussi bien en humidité du sol qu'en débit des rivières nous permettent d'évaluer les performances de notre modèle. Enfin, la résolution fine des données climatiques disponibles sur les États-Unis pour forcer notre modèle est un élément important.

Bassin versant

Deux définitions possibles :

- Le bassin versant en un point ou plus précisément dans une section droite d'un cours d'eau, est défini comme la totalité de la surface topographique drainée par ce cours d'eau et ses affluents à l'amont de ladite section. (Réméniéras, 1972)
- Le bassin-versant est la surface réceptrice des eaux qui alimentent une nappe souterraine, un lac, une rivière ou un réseau complexe ; on le définit par sa morphométrie, ses caractères climatiques, sa géologie, sa végétation, ses sols. (Loup, 1974)

Le bassin versant est donc une surface élémentaire close d'un point de vue hydrologique : elle est déterminée topographiquement par la ligne de partage des eaux. De ce fait, quand une précipitation tombe sur cette surface, l'excédent de cette eau qui n'est pas évaporé s'écoule vers un seul point appelé **exutoire**. La mesure de la quantité d'eau qui s'écoule à l'exutoire nous renseigne sur le comportement hydrologique du bassin. Nous représenterons un **hydrogramme de crue** pour représenter l'évolution du débit en fonction du temps.

Si l'étude par bassin versant est judicieuse pour évaluer les quantités d'eau précipitée, évaporée et ruisselée sur cette zone, elle présente une limite si on s'intéresse au drainage profond, aux nappes de profondeur et aux écoulements souterrains. En effet, l'incertitude de l'étendue géographique de ces éléments ne nous permet pas à l'heure actuelle de définir une surface élémentaire close pour les étudier.

Ainsi, ma thèse s'articulera de la façon suivante : après une présentation du modèle de surface SECHIBA (chapitre 2), que je vais utiliser tout le long de ce travail, je détaillerai les raisons pour lesquelles j'ai choisi le bassin versant du Mississippi comme lieu d'étude dans le chapitre 3. Ensuite, les articles des chapitres 4 et 5 traiteront des travaux de comparaison des résultats du modèle à des observations sur le bassin versant du Mississippi concernant respectivement l'humidité des sols et les débits des rivières. Le chapitre 6 portera sur les résultats d'une demande en irrigation calculée de façon plus réaliste dans le modèle. Enfin le chapitre 7 décrira l'effet de l'irrigation sur le système sol-végétation-atmosphère et ses rétroactions sur le climat simulées par le modèle, à l'échelle globale ainsi qu'à l'échelle du bassin versant. Dans le chapitre 8, je résumerai les principaux points qui m'ont paru importants lors de cette thèse, je dirai en quoi nous avons répondu à la problématique et quelles pourraient être les perspectives envisagées dans la poursuite de ce sujet.

Chapitre 2

Le modèle de surface SECHIBA

Créé et développé au Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD, <http://www.lmd.jussieu.fr/>), de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL, <http://www.ipsl.fr/>), le modèle SECHIBA est un modèle de surface (Land Surface Model, LSM) représentant les processus physiques s'exerçant à l'interface sol-végétation-atmosphère.

Ducoudré et al. (1993) a développé au LMD le modèle représentant les flux évaporatifs à travers l'interface (SECHIBA) qui fait aujourd'hui partie d'ORCHIDEE. Plusieurs éléments furent apportés ensuite au modèle dans le but d'intégrer la représentation hydrologique à l'interface sol-végétation atmosphère. En effet, l'introduction d'un profil racinaire dans le sol a permis une meilleure représentation du stress hydrique de la végétation dans le modèle (De Rosnay and Polcher, 1998). Rapidement, l'idée de créer une interface entre le modèle de surface et le modèle de circulation générale a été appliquée (Polcher et al., 1998). La volonté d'une meilleure représentation du contrôle de l'évapotranspiration par le système sol-végétation a conduit au développement d'une nouvelle hydrologie du sol dans le modèle (De Rosnay, 1999; De Rosnay et al., 2000). L'écoulement horizontal de l'eau provenant du ruissellement de surface et du drainage est représenté suite au travaux de Polcher (2003). Si les principaux éléments du cycle de l'eau étaient présents dans le modèle, la prise en compte d'une des perturbations anthropiques majeures de ce cycle qu'est l'irrigation y était absente. C'est pourquoi sa paramétrisation fut introduite par De Rosnay et al. (2003). La représentation des cultures types C3 et C4 a contribué à la meilleure prise en compte de la diversité végétale (Gervois et al., 2004). Enfin, le fait de prendre en compte des processus de ré-infiltration de l'eau dans les sols grâce au travail de D'Orgeval et al. (2008) apporte une amélioration non négligeable quant à la représentation de l'humidité de surface dans certaines régions comme l'Afrique de l'Ouest.

En parallèle, un module nommé STOMATE (Saclay Toulouse Orsay Model for the Analysis of Terrestrial Ecosystems, Viovy, 1996) simulant les processus biochimiques à la surface a été élaboré au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE). De plus, LPJ (Lund-Postdam-Jena, Sitch et al., 2003) est un autre module qui simule l'évolution dynamique de la végétation. Dans ce travail, nous avons jugé raisonnable de ne pas activer ces deux modules. En effet, notre étude se concentre sur les processus hydrologiques verticaux et horizontaux dans SECHIBA et nous avons choisi de suivre des hypothèses simples concernant la modélisation du couvert végétal, déclinées tout le long de ce chapitre. Certes STOMATE et LPJ conféreraient à l'étude une précision conséquente pour modéliser la végétation mais apporteraient en contre parti un degré de complexité non négligeable dans les interactions des processus du continuum sol-végétation-atmosphère et de ses rétroactions.

2.1 Les données d’entrées atmosphériques

SECHIBA utilise un pas de temps de 30 minutes pour représenter les processus physiques de surface. Ce pas de temps est le même que celui que l’on utilise dans la physique du modèle de climat. La résolution spatiale est, quant à elle, déterminée par celle du forçage atmosphérique utilisé. Pour simuler les flux de surface et les mouvements de l’eau dans le sol, SECHIBA doit recevoir un certain nombre de données d’entrée concernant l’atmosphère. Elles proviennent soit de données d’observations en un point ou d’une région donnée soit d’un modèle de circulation générale (MCG ou GCM en anglais). Le premier cas est appelé forçage et le second couplage. Le relief de la surface du sol n’est pas reproduit dans le modèle mais est pris en compte implicitement dans la variabilité des forçages atmosphériques ou dans le GCM. Ainsi, seule la végétation a un impact sur la turbulence proche de la surface.

2.1.1 Forçage

Les informations atmosphériques peuvent provenir uniquement de données météorologiques qui sont souvent une combinaison d’observations et de résultats de modèles. L’ensemble des données est appelé un forçage atmosphérique et le mode de simulation appelé « forcé » ou « offline » : le forçage est imposé au modèle qui en retour simule les flux de surface. Cependant aucune rétroaction de la surface vers l’atmosphère n’est possible. Les variables du forçage reçues par SECHIBA sont résumées dans le tableau 2.1.

Nom	Description	Unités
T_a	Température de l’air à 2 mètres	K
q_a	Humidité spécifique de l’air à 2 mètres	$kg.kg^{-1}$
W_N	Vitesse du vent à 10 mètres (composante u)	$m.s^{-1}$
W_E	Vitesse du vent à 10 mètres (composante v)	$m.s^{-1}$
P_{surf}	Pression de surface	Pa
SW_{down}	Rayonnement incident descendant de courtes longueurs d’onde (Rayonnement solaire)	$W.m^{-2}$
LW_{down}	Rayonnement incident descendant de grandes longueurs d’onde (Rayonnement infrarouge)	$W.m^{-2}$
P_{liq}	Pluies	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
P_{neige}	Neige	$kg.m^{-2}.s^{-1}$

TAB. 2.1 – RÉCAPITULATIF DES DIFFÉRENTES VARIABLES ATMOSPHÉRIQUES REÇUES PAR LE MODÈLE SECHIBA.

2.1.2 GCM

Le deuxième mode d’utilisation de SECHIBA est son couplage avec un modèle de circulation générale dont celui du LMD appelé LMDZ (Laboratoire de Météorologie Dynamique Zoom, Hourdin et al., 2006, <http://lmdz.lmd.jussieu.fr/>) qui sera utilisé dans le chapitre 7. On se trouve alors en mode « couplé » ou encore « online ». Dans ce cas, le MCG fournit à SECHIBA les variables atmosphériques. On note qu’un couplage beaucoup plus complet aurait pu s’effectuer entre SECHIBA, LMDZ, le modèle d’océan OPA (Océan PARallélisé, Madec et al., 1999) et le modèle de glace de mer LIM (Louvain-la-neuve sea-Ice Model, Fichefet and Maqueda, 1997). Le coupleur OASIS (Ocean Atmosphere Sea Ice Soil, Terray and Thual,

1995) aurait géré le couplage entre le modèle atmosphérique et océanique. Notre étude étant ciblée sur les processus de surface et leurs effets sur le climat, nous n'avons pas utilisé cette configuration.

2.2 L'interface sol-végétation

Le modèle de surface SECHIBA a pour vocation de représenter les échanges hydriques et énergétiques à la surface continentale. Or, pour un état hydrique donné, ceux-ci sont très dépendants du type de sol et de couvert végétal. Ainsi, pour prendre en compte l'hétérogénéité des surfaces végétales sur les continents, une carte mondiale de couverture végétale de résolution 5kmx5km, donnant la fraction de type de végétation sur chaque maille, est lue par le modèle. Cette carte est issue de la carte IGBP (International Geosphere-Biosphere Programme, Belward et al., 1999), de résolution plus fine (1kmx1km) et reposant sur la classification d'Olson (Olson et al., 1983). 94 types de végétation y sont présents mais la résolution encore grossière des modèles de surface ne permet pas l'utilisation de tous ces types. De plus, on ne connaît pas l'ensemble des paramètres associés à chaque type de végétation. Par conséquent, les types de végétation ont été réduits par la méthode du type végétal dominant afin d'obtenir 13 PFTs (Plant Functional Types), le premier étant du sol nu. Ils peuvent être tous simultanément représentés sur une même maille. Un PFT n'a pas la vocation de représenter une espèce végétale en particulier mais plutôt d'en regrouper plusieurs d'après leur similarité fonctionnelle. Ce choix permet de paramétrer les principales caractéristiques fonctionnelles comme leur hauteur, leur LAI (Leaf Area Index, défini dans l'encadré), etc... et ainsi de représenter simplement la diversité végétale du globe. Le tableau 2.2 récapitule les 13 PFTs actuellement représentés dans SECHIBA avec leurs paramètres propres. Nous affecterons l'indice v à une variable qui dépend du type de végétation ; cet indice pourra prendre comme valeur de 1 (sol nu) jusqu'à 13 (cultures C4).

LAI

Le LAI (Leaf Area Index ou Indice Foliaire) est le rapport, intégré sur la hauteur depuis le sommet vers le sol, de la surface totale de feuilles d'un couvert au-dessus d'une surface de sol donnée. Il est donc exprimé en m^2 de surface de feuilles par m^2 de surface de sol.

Pour chaque maille est définie une fraction de chaque PFT, f_v (équations 2.1 et 2.2). La somme des fractions des couverts sur le pixel est égale à 1 (en l'absence de glace). Chaque fraction de couvert sur chaque pixel est donnée par la carte de végétation (f_v^{max}), indépendante du temps. Afin de rendre compte du développement du couvert végétal en fonction des saisons, cette fraction est modulée par l'indice foliaire (LAI_v). Avec ORCHIDEE, quand STOMATE n'est pas activé, la fonction de croissance du LAI peut être obtenue de deux manières différentes :

- le LAI est prescrit par une carte issue d'observations du NDVI (Normalized Difference Vegetation Index, un indice de végétation) (Belward et al., 1999). On note qu'aucune variation interannuelle du développement de la végétation est modélisée mais uniquement une saisonnalité moyenne du développement foliaire identique chaque année.

- pour représenter la saisonnalité de la croissance foliaire du PFT, on fait varier celle-ci en fonction de la variation de la température du sol à 50cm de profondeur (Polcher, 1994). Cette profondeur nous permet d’obtenir ainsi une variation lissée de la croissance foliaire. On borne l’évolution du LAI d’un PFT selon une valeur minimale et maximale qui lui sont attribués (voir tableau 2.2). Ces valeurs sont atteintes selon l’évolution de la température du sol bornée elle aussi par des valeurs limites, différentes selon la végétation considérée (Guimberteau, 2006) et répertoriées dans le tableau 2.2. Les formules seront exposées en détails dans la section 4.2.

Fraction de couverture de sol du pixel

- Fraction de couverture végétale du pixel

$$f_v = f_v^{max} . MIN(2.LAI_v, 1) \text{ pour } 2 \leq v \leq 13 \quad (2.1)$$

f_v^{max} , fraction de couverture de sol par pixel sur la carte de végétation

LAI_v , indice de couverture foliaire ($m^2.m^{-2}$)

- Fraction de sol nu du pixel

$$f_1 = f_1^{max} + \sum_{(v=2)}^{13} (f_v^{max} - f_v) \text{ pour } v = 1 \quad (2.2)$$

Les conditions aux limites sont fournis au MCG par le modèle de surface SECHIBA. Le bilan d’énergie ainsi que celui de l’eau à la surface sont résolus.

n°	Type	h	c	r_s	k_0	α^{SW}	α^{PIR}	LAI_{min}	LAI_{max}	T_{min}	T_{max}
1	Sol nu	0	5.0	0	0	0	0	0	0	273.15	(293.15) 273.15
2	Feuillus persistant	(30) 45	0.8	(25) 100	12.10-2	0.04	0.20	8.0	8.0	(273.15) 296.15	(293.15) 300.15
3	Feuillus caduque	30	0.8	(25) 75	12.10-2	0.06	0.22	0	8.0	(273.15) 296.15	(293.15) 300.15
4	Résineux persistant	20	1.0	(25) 50	12.10-2	0.06	0.22	4.0	4.0	(273.15) 278.15	(293.15) 288.15
5	Feuillus persistant	20	0.8	(25) 50	12.10-2	0.06	0.22	(4.5) 6.0	(4.5) 6.0	(273.15) 278.15	(293.15) 288.15
6	Feuillus caduque	20	0.8	(25) 50	25.10-2	0.06	0.22	0	(4.5) 6.0	(273.15) 278.15	(293.15) 288.15
7	Résineux persistant	15	1.0	(25) 50	12.10-2	0.06	0.22	4.0	4.0	(273.15) 278.15	(293.15) 288.15
8	Feuillus caduque	15	1.0	(25) 50	25.10-2	0.06	0.22	0	(4.5) 6.0	(273.15) 278.15	(293.15) 288.15
9	Résineux caduque	15	0.8	(25) 50	25.10-2	0.06	0.22	0	4.0	(273.15) 278.15	(293.15) 288.15
10	Prairies C3	0.5	4.0	(2.5) 3.0	30.10-2	0.10	0.30	(0) 1.0	(2) 5.0	(273.15) 280.15	(293.15) 288.15
11	Prairies C4	0.6	4.0	(2.0) 5.0	30.10-2	0.10	0.30	0	(2) 4.0	(273.15) 284.15	(293.15) 294.15
12	Cultures C3	1.0	4.0	(2.0) 5.0	30.10-2	0.10	0.30	0	(2) 6.0	(273.15) 280.15	(293.15) 288.15
13	Cultures C4	1.0	4.0	(2.0) 10	30.10-2	0.10	0.30	0	(2) 4.5	(273.15) 284.15	(293.15) 294.15

TAB. 2.2 – RÉCAPITULATIF DES TYPES DE COUVERT ET LEURS CARACTÉRISTIQUES PRINCIPALES : h , hauteur (m) ; c , coefficient de profil racinaire (m^{-1}) ; r_s , résistance structurale ($s.m^{-1}$) ; k_0 , constante utilisée dans le calcul de la résistance stomatique ; α^{SW} et α^{PIR} les albédos respectivement dans les gammes du solaire et du proche infra-rouge ; LAI_{min} et LAI_{max} , les valeurs de LAI respectivement minimale et maximale ; T_{min} et T_{max} , les valeurs de la température du sol à 50cm de profondeur respectivement minimale et maximale (K).

- les valeurs entre parenthèses sont les valeurs initiales dans le modèle avant les modifications de D'Orgeval (2006) (valeurs en gras italique) ou/et de Guimberteau (2006) (valeurs en gras). Les modifications de ces deux auteurs sont prises en compte dans les simulations réalisées lors de ma thèse.

- les couleurs correspondent aux différents types de climat associés au couvert : tropical (bleu), tempéré (vert) et boréal (rouge). L'absence de couleur indique qu'il n'y a pas de climat spécifique associé.

2.3 Le bilan d'énergie à la surface

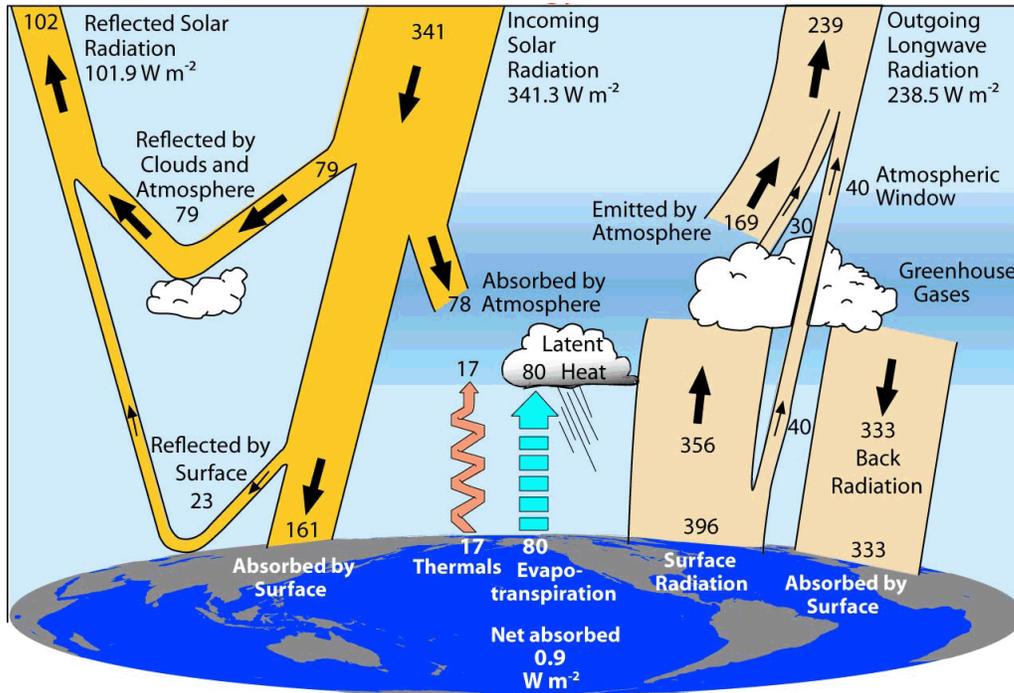


FIG. 2.1 – BILAN ÉNERGÉTIQUE GLOBAL MOYEN ESTIMÉ SUR TERRE, EN MOYENNE JOURNALIÈRE SUR LA PÉRIODE MOYENNE MARS 2000-MAI 2004 ($W.m^{-2}$) (TRENBERTH ET AL., 2009).

Le bilan d'énergie est un équilibre énergétique instantané de l'interface. Il est connu depuis longtemps et de nombreuses évaluations des valeurs des flux ont été données. Nous donnerons ici une estimation récente de ces valeurs tirée de Trenberth et al. (2009) (figure 2.1).

On estime la quantité d'énergie solaire arrivant au sommet de l'atmosphère à $R^{SW} = 341 W.m^{-2}$ dont environ un quart est absorbée au niveau de l'atmosphère (23%) par les aérosols, l'ozone et la vapeur d'eau, et un autre quart réfléchi par les nuages vers l'espace (23%). Pratiquement la moitié restante de l'énergie solaire est absorbée par la surface ($R_{net}^{SW} = 161 W.m^{-2}$ soit 47%, équation 2.4) puisqu'une fraction de cette énergie $\alpha^{SW}.R^{SW}$ (α^{SW} est défini dans l'encadré ci-dessous) est réfléchi par la surface (12,5%).

Albédo

α^{SW} est un coefficient de réflexion des rayonnements solaires incidents par la surface appelé albédo. Il varie fortement selon la surface considérée : il peut varier en moyenne de 10% pour les océans à 15% pour un sol nu humide, 20-25% pour une végétation, 30% pour un sol nu sec et jusqu'à 90% pour la neige. La disponibilité en eau rentre en compte aussi dans la détermination de sa valeur. En effet, un sol humide et par conséquent sombre réfléchira moins de rayonnement qu'une surface sèche et claire. Il existe donc un couplage avec le cycle de l'eau à ce stade.

La surface terrestre absorbant du rayonnement s'échauffe et, à mesure que sa température T_S augmente, elle perd de la chaleur sous forme de rayonnement infrarouge $R_{surf}^{LW} = 396 W.m^{-2}$ (avec une émissivité ε , à la puissance quatrième de sa température de surface (loi de Stefan-Boltzman pour un corps noir), équation 2.6). Selon le profil de température et de la composition de l'atmosphère, une partie de ce rayonnement peut être capturée par les gaz atmosphériques créant l'effet de serre naturel. Le rayonnement net infrarouge R_{net}^{LW} est donc la différence entre le rayonnement émis par la surface et celui qui est renvoyé par l'atmosphère vers la surface (équation 2.5). Le rayonnement net global reçu à la surface R_{net} est donné par l'équation 2.3.

Le réchauffement de la surface crée également un gradient thermique entre le sol et l'atmosphère qui induit un flux de chaleur turbulent non radiatif dit sensible, H_S (défini dans l'encadré ci-dessous), soit vers l'atmosphère, soit vers le sol. Si la surface irradiée est humide, un flux de masse d'eau (ou flux de chaleur latente, défini dans l'encadré ci-dessous), H_L , va se produire au niveau de cette surface vers l'atmosphère ou vers le sol. Une fraction de la chaleur disponible au niveau de la surface (surplus ou déficit) s'échange avec les couches du sol par l'intermédiaire du flux H_G . Le rayonnement net s'équilibre au sol avec les processus de surface qui ont lieu et la température de surface est le résultat de cet équilibre. On obtient l'équation générale de bilan radiatif au niveau d'une surface : équation 2.12.

Flux de chaleur

- Le flux de chaleur sensible (équation 2.8), estimé à $17 W.m^{-2}$ en moyenne sur la période (figure 2.1), est la quantité d'énergie échangée entre la surface et l'atmosphère et modélisée selon la loi de Fick : le flux est proportionnel au gradient de température existant entre la surface et l'atmosphère. Il représente une faible part de l'énergie radiative nette (17%) sur l'ensemble océans-continent.
- Le flux de chaleur latente (équation 2.7), estimé à $80 W.m^{-2}$ en moyenne sur la période (figure 2.1), est l'échange d'énergie lors du changement d'état liquide de l'eau à l'état vapeur par l'intermédiaire de la chaleur latente de vaporisation L . Ce flux représente l'énergie consommée par l'évaporation des surfaces (océaniques et continentales) qui, par condensation, est un apport pour l'atmosphère représentant $4/5$ de l'énergie radiative nette négative de l'atmosphère.

Un indice d'état des surfaces, défini à partir des deux flux, montre que leur valeurs sont très dépendantes de la surface considérée. En effet, le rapport de Bowen étant égal au rapport $\frac{H_S}{H_L}$ varie considérablement : en moyenne il se situe autour de 0 pour les océans et de 1 pour les continents. On peut supposer qu'au niveau local, un manque d'eau au niveau des surfaces continentales tendrait à diminuer le flux de chaleur latente et augmenter le flux de chaleur sensible. Ceci serait donc accompagné d'un accroissement du gradient de température entre la surface et l'atmosphère d'où une possible aridification du climat.

- Le flux de chaleur dans le sol est modélisé dans notre modèle par les équations de la chaleur de Fourier (équations 2.10 et 2.11). On suppose que les échanges de chaleur ne se font que dans le sens vertical. On néglige les échanges de changement de phase dans le sol et les échanges de chaleur (Polcher, 1994). Le sol est discrétisé sur 7 couches thermiques dans SECHIBA, chacune à profondeurs constantes (pas de dépendance à la conductivité dans le sol). Ces profondeurs sont déterminées afin de fixer les temps caractéristiques des couches (30 minutes pour la première et 2 heures pour la dernière). Une condition de flux nul est imposé au fond. Cette discrétisation en couches thermiques est indépendante de celle dans le modèle hydrologique.

Pour résumer, le bilan d'énergie dépend de trois composantes principales, sous-jacentes aux termes de l'équation générale, montrant un couplage étroit entre le cycle énergétique et le cycle de l'eau :

- les facteurs climatiques (rayonnements solaire et thermique, température de l'air, vent)
- les propriétés de la surface (rugosité, albédo)
- les disponibilités en eau

Rayonnement net

$$R_{net} = R_{net}^{SW} + R_{net}^{LW} \quad (2.3)$$

R_{net}^{SW} , rayonnement net solaire ($W.m^{-2}$)

R_{net}^{LW} , rayonnement net infrarouge thermique ($W.m^{-2}$)

- Rayonnement net de courtes longueurs d'ondes

$$R_{net}^{SW} = [(1 - \alpha^{SW}) . R^{SW}] \quad (2.4)$$

R^{SW} , rayonnement solaire ($W.m^{-2}$) (environ entre 0,3 et 3,0 μm soit deux fois le visible environ)

α^{SW} , albédo de surface ou coefficient moyen de réflexion du rayonnement solaire

- Rayonnement net de grandes longueurs d'ondes

$$R_{net}^{LW} = [\varepsilon R^{LW} - R_{surf}^{LW}] \quad (2.5)$$

ε , émissivité de la surface ou coefficient moyen d'absorption du rayonnement proche infrarouge (égale à 0,98)

R^{LW} , rayonnement infrarouge (thermique) ($W.m^{-2}$) (environ entre 3,0 et 100 μm)

R_{surf}^{LW} , rayonnement infrarouge émis par la surface ($W.m^{-2}$)

- Rayonnement de surface de grandes longueurs d'ondes

$$R_{surf}^{LW} = \varepsilon . \sigma^{LW} . T_s^4 \quad (2.6)$$

σ^{LW} , constante de Stefan-Boltzmann (égale à 5,6704.10⁻⁸ $kg.s^{-3}.K^{-4}$)

Flux de chaleur

– latente

$$H_L = L \cdot ET \quad (2.7)$$

L , chaleur latente de vaporisation ou quantité d'énergie nécessaire pour évaporer 1 kg d'eau (égale à $2,46 \cdot 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$)

ET , évapotranspiration (formulation dans SECHIBA décrite dans la section 2.4.1) ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$)

– sensible

$$H_S = \frac{\rho_{air}}{r_a} \cdot C_{p_{air}} \cdot (T_s - T_a) \quad (2.8)$$

ρ_{air} , masse volumique de l'air (égale à $1,15 \text{ kg.m}^{-3}$)

$C_{p_{air}}$, chaleur massique de l'air (égale à $10^{15} \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$)

T_a , température de l'air (K)

– résistance aérodynamique de l'air (s.m^{-1})

$$r_a = \frac{1}{C_d \cdot \|U\|} \quad (2.9)$$

C_d , coefficient de traîné (équation non détaillé ici), U , norme du vecteur vent au point considéré (m.s^{-1})

– dans le sol

$$H_G = \kappa \cdot \frac{\partial T_s}{\partial z} \quad (2.10)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\kappa}{\rho_{sol} \cdot C_{p_{sol}}} \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (2.11)$$

κ , conductivité du sol (en $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$). En toute rigueur, elle devrait varier en fonction de l'humidité et du type des sols.

z , hauteur de sol (m)

ρ_{sol} , masse volumique du sol (en kg.m^{-3})

$C_{p_{sol}}$, chaleur massique du sol (en $\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$)

Équation du bilan d'énergie

$$R_{net} + H_L + H_S + H_G = 0 \quad (2.12)$$

R_{net} , rayonnement net à la surface ou bilan radiatif de la surface (W.m^{-2})

H_L , flux de chaleur latente ou énergie instantanée de chaleur consommée par l'évaporation à la surface ou reçue par condensation à la surface (W.m^{-2})

H_S , flux de chaleur sensible ou énergie (dissipée ou reçue à la surface) échangée par convection entre la surface et l'air (W.m^{-2})

H_G , flux de chaleur à la surface du sol échangé avec la profondeur (W.m^{-2})

2.4 Le bilan hydrique de surface

L'albédo, le flux de chaleur latente et la conduction et capacité du sol à emmagasiner de la chaleur sont très liés à la disponibilité en eau d'où la grande importance de l'humidité du sol dans le cycle de l'eau et par conséquent des flux dont elle dépend (précipitations, évaporations, ruissellement de surface, drainage). Comme nous l'avons vu dans la section 1.1, le bilan hydrique de surface indique que les apports d'eau à la surface sont égaux à la somme des pertes (par évapotranspiration de l'interface sol-végétation et par écoulement) et à la variation de stocks d'un volume de sol. Ce bilan est donné dans SECHIBA par l'équation 2.13. Dans le modèle, l'évaporation totale E est fractionnée en plusieurs termes (équation 2.16) : elle est la somme des évapotranspirations ET (perte par évaporation du sol nu (E_1), par transpiration de la végétation (T_v) et par évaporation de l'eau interceptée par les feuilles (E_v)) et puis de la sublimation de la neige (E_{neige}) et de l'évaporation potentielle des surfaces des plaines inondées des fleuves (E_{flood}) (si on les active dans le modèle). Les deux derniers termes ne seront pas détaillés dans ce mémoire. Pour chaque maille et chaque type de couvert, le flux de chaleur latente correspondant à une évapotranspiration (équation 2.7) est calculé. On effectue ensuite une moyenne pondérée par la fraction de la maille associée à chaque PFT. On obtient donc au final un flux de chaleur latente globale sur chaque maille.

Équation du bilan hydrique

$$P = E + R_{tot} + \frac{\partial W}{\partial t} \quad (2.13)$$

$$P = P_{liq} + P_{neige} \quad (2.14)$$

$$R_{tot} = R_{surf} + D \quad (2.15)$$

W , humidité du sol (m)

P , précipitations totales ($m.s^{-1}$)

E , évaporation totale ($m.s^{-1}$)

$$E = E_1 + E_v + T_v + E_{neige} + E_{flood} \quad (2.16)$$

E_1 , évaporation du sol nu (pour $v=1$) ($m.s^{-1}$)

E_v , évaporation due à l'interception de l'eau par la canopée (pour $v=2$ à 13) ($m.s^{-1}$)

T_v , transpiration de la végétation (pour $v=2$ à 13) ($m.s^{-1}$)

E_{neige} , sublimation de la neige ($m.s^{-1}$)

E_{flood} , évaporation des plaines d'inondation ($m.s^{-1}$) (D'Orgeval, 2006)

R_{tot} , écoulement total ($m.s^{-1}$)

R_{surf} , ruissellement de surface ($m.s^{-1}$)

D , drainage profond ($m.s^{-1}$)

A chaque pas de temps, le calcul du bilan hydrique de surface est réalisé dans l'ordre suivant :

- remplissage du réservoir d’interception du couvert végétal par la pluie
- calcul de la précipitation P_v arrivant au sol sous la végétation v
- mise à jour du réservoir d’interception lors du calcul de l’évaporation de l’eau interceptée
- calcul de l’évaporation du sol nu et de la transpiration du couvert végétal selon la disponibilité en eau du sol
- calcul du flux de chaleur latente
- mise à jour des réservoirs d’eau du sol avec calcul de l’écoulement total et calcul du flux de drainage intermédiaire entre les deux couches de sol
- calcul du potentiel d’extraction racinaire qui servira au calcul du bilan d’énergie au pas de temps suivant

Nous détaillons par la suite les évaporations qui constituent le flux de chaleur latente. Puis le module hydrologique est brièvement présenté ainsi que le module de routage de l’eau et le calcul de l’irrigation.

2.4.1 Évaporations

Dans le modèle, les évaporations sont fonctions de l’évaporation potentielle E_{pot} (Budyko, 1956) (définie dans l’encadré ci-dessous) limitée par des résistances. Budyko (1956) définit E_{pot} comme fonction de la température (dite “virtuelle”) qu’aurait le sol s’il avait évaporé au taux potentiel. La majorité des GCMs ne calcule pas cette température mais donne une évaporation potentielle fonction d’une température de surface réelle (équation 2.17). Ceci a pour effet de surestimer la “véritable” évaporation potentielle car elle ne tient pas compte du refroidissement de la surface par évaporation potentielle.

$$E_{pot} = \frac{\rho}{r_a} \cdot [q_{sat}(T_s) - q_{air}] \quad (2.17)$$

q_{air} , humidité spécifique de l’air au niveau de référence ($kg.kg^{-1}$)

$q_{sat}(T_s)$, humidité spécifique de l’air saturé à la température T_s de la surface qui évapore ($kg.kg^{-1}$)

Évaporation potentielle

L’évaporation potentielle est l’évaporation d’une surface saturée en eau. Elle est dépendante uniquement de grandeurs de forçage climatique :

- rayonnement net
- déficit hydrique de l’air
- température
- vent

C’est ce qu’on appelle la demande climatique. Elle prend tout de même en compte implicitement une caractéristique de la surface qu’est la rugosité du couvert (E_{pot} est dépendante de la résistance aérodynamique de l’air et donc par conséquent du coefficient de traînée C_d dépendant de la surface rencontrée) et dans une moindre mesure l’albédo.

Les résistances stomatique (équation 2.22) et structurale de la plante (définies dans l’encadré) ainsi que la contrainte liée à l’état hydrique du sol exercent un frein à l’évaporation

potentielle et sont rendues compte par le coefficient d'aridité β dans SECHIBA, le rapport de l'évaporation sur l'évaporation potentielle. β peut donc s'écrire en fonction des résistances à l'évaporation (équations 2.18 à 2.25), celles-ci s'additionnant en analogie avec la loi d'Ohm. Ainsi chaque évaporation sera calculée de la manière suivante : $E_x = \beta_x \cdot E_{pot}$. Par conséquent, quand β est égal à 1, aucune résistance ne s'oppose à l'évaporation qui se fait alors à sa valeur potentielle. Dans le cas opposé, un rapport nul de $\frac{E}{E_{pot}}$ traduit une évaporation de la surface nulle due à un très fort stress hydrique.

Résistances à l'évaporation du couvert végétal

– **résistance stomatique (ou de surface) du couvert**

Elle représente un frein à la diffusion de la vapeur d'eau entre la cavité stomatique et la surface des feuilles. Cette résistance dépend du type de couvert et implicitement de son LAI : la quantité transpirée augmente avec celle de la surface transpirante. Elle est fonction du rayonnement solaire incident : plus celui-ci est important, plus les stomates s'ouvrent afin de favoriser la photosynthèse. Enfin, le déficit hydrique de l'air joue aussi un rôle important car les stomates se ferment lorsque l'air devient sec.

– **résistance de structure (ou architecturale) du couvert**

Il existe un gradient d'énergie radiative disponible entre le sommet et la base du couvert et par conséquent une évapotranspiration qui est différente à chaque étage du couvert. Pour représenter cette disparité de manière simple, une résistance moyenne est considérée pour chaque PFT simulant un frein à la diffusion de la vapeur d'eau entre la base et le sommet du couvert. Cette résistance est dépendante de l'architecture du couvert végétal ainsi que de son LAI. Par exemple, le gradient de vapeur d'eau est accentué pour une végétation haute et dense (résistance forte). Par conséquent, dans le modèle, cette constante a une valeur qui diffère selon le PFT considéré donnée par le tableau 2.2.

L'évaporation du sol nu est conditionnée par la teneur en eau de la couche de surface du sol U_{s_1} (équation 2.18) et par une résistance r_1 qui exerce un frein à l'évaporation. Ce dernier est d'autant plus fort que la couche de sol sec au-dessus du réservoir de surface est épaisse (équation 2.19).

L'interception des précipitations par la canopée est prise en compte dans le modèle et la ré-évaporation de cette eau sur les feuilles (équation 2.20) dépend de l'architecture du couvert (résistance de structure). Un réservoir modélise la retenue de la quantité d'eau reçue sur la canopée. Ce réservoir a une capacité maximale et l'eau de pluie tombe au sol une fois cette capacité dépassée. Cette fonction d'interception de l'eau par la canopée fut introduite dans les modèles de surface pour un souci de réalisme dans le calcul de l'évaporation. En effet, dans les zones comme la forêt amazonienne, jusqu'à la moitié de la pluie reçue est ré-évaporée après son interception par la canopée (Shuttleworth, 1988). Toutefois, le fait que la plupart des modèles ne simule pas les intermittences des pluies pose problème. La résolution temporelle des données de forçage de pluies étant souvent supérieure au pas de temps de calcul du modèle, on répartit la donnée de pluie sur chaque pas de temps correspondant. Ainsi on sous-estime l'intensité des pluies au pas de temps du modèle. De ce fait, on limite la capacité à saturer

le réservoir d'eau de la feuille conduisant à une retombée de pluies au sol sous-estimée. Pour essayer de pallier ce problème, il existe dans le modèle une possibilité de calculer une fraction obligatoire de 30% des pluies totales tombant au sol à chaque pas de temps. Nous n'avons pas activé cette modification dans ce travail du fait de l'incertitude spatiale que pose cette fraction unique pour les surfaces continentales du globe.

La quantité d'eau transpirée par les plantes dépend de la disponibilité en eau dans la zone racinaire du sol (U_{s_v}), de la structure du couvert (résistance r_{s_v}) et de l'état d'ouverture des stomates (résistance r_{sto_v} , équation 2.22) (équation 2.21). Nous verrons dans la section 4.2 que le modèle prend en compte la capacité des racines des plantes à extraire l'eau du sol limitant la quantité d'eau transpirée par le couvert.

Les trois composantes de l'évapotranspiration sont fonction de la résistance aérodynamique de l'air simulant le frein de la diffusion de la vapeur d'eau dans l'air à partir des surfaces. On note que dans la version du modèle utilisée au début de ce manuscrit, l'évaporation du sol nu sous un couvert végétal n'est pas prise en compte. De même, l'interception et la transpiration se font simultanément sur deux fractions différentes respectivement mouillée et non mouillée. Nous verrons dans la section 4.2 l'effet de la prise en compte des modifications de D'Orgeval (2006) dans notre version de modèle concernant l'évaporation du sol nu sous la végétation et le calcul différent de l'évaporation de l'eau interceptée et de la transpiration par la canopée.

Coefficients d'aridité

- de l'évaporation du sol nu

$$\beta_{sol} = \frac{1}{\left(1 + \frac{r_1}{r_a}\right)} \cdot U_{s_1} \quad (2.18)$$

$$r_1 = r_{sol} \cdot h_{upper}^{dry} \quad (2.19)$$

r_1 , la résistance du sol nu à l'évaporation ($s.m^{-1}$)

r_{sol} , la résistance par mètre de sol sec (égale à $33000 s.m^{-2}$)

h_{upper}^{dry} , la hauteur de la couche sèche de sol nu présente sur la couche superficielle d'humidité du sol (m)

U_{s_1} , l'humidité relative en équilibre avec le sol nu

- de l'évaporation de l'eau interceptée par la canopée

$$\beta_{inter} = \frac{1}{\left(1 + \frac{r_{sv}}{r_a}\right)} \quad (2.20)$$

r_{sv} , la résistance de structure (ou architecturale) de la végétation ($s.m^{-1}$) (Perrier, 1975)

- de la transpiration de la canopée

$$\beta_{transpir} = \left(\frac{1}{1 + \frac{r_{sv} + r_{stov}}{r_a}} \right) \cdot U_{sv} \quad (2.21)$$

U_{sv} , le potentiel d'extraction racinaire des plantes. Sa formulation est détaillée dans la section 4.2

r_{stov} , la résistance stomatique ou de surface du couvert ($s.m^{-1}$)

$$r_{stov} = \frac{a}{k_0} \cdot \left[\frac{1}{LAI_v} \cdot \frac{R_{net}^{SW} + R_0}{R_{net}^{SW}} \cdot \left(1 + \lambda \cdot \frac{\delta_c}{a} \right) \right] \quad (2.22)$$

a , une résistance stomatique minimale théorique moyenne de la feuille (égale à $23,0 s.m^{-1}$)

k_0 , un nombre qui caractérise la végétation par rapport à a . Il est dépendant du type de PFT considéré (voir tableau 2.2).

$\frac{a}{k_0}$, une résistance stomatique minimale théorique moyenne pour une végétation donnée (en $s.m^{-1}$)

R_0 , la constante de rayonnement solaire (égale à $125 W.m^{-2}$)

λ , un coefficient d'accroissement de la fermeture des stomates sous l'effet du déficit hydrique (égal à $1,5 \cdot 10^{-3} m^2 \cdot s.kg^{-1}$)

δ_c , le déficit en eau de l'atmosphère ($kg.m^{-3}$)

$$\delta_c = \rho_{air} \cdot MAX [q_s(T_a) - q_a, 0] \quad (2.23)$$

$q_s(T_a)$, l'humidité spécifique de l'air saturé à la température T_a ($kg.kg^{-1}$)

- de la sublimation de la glace

$$\beta_{subli} = f_{glace} + (1 - f_{glace}) \cdot MAX \left[MIN \left(\frac{q_N}{q_{N_{sub}}}, 1 \right), 0 \right] \quad (2.24)$$

f_{glace} , la fraction de glace

q_N , la masse de neige ($kg.m^{-2}$)

$q_{N_{sub}}$, la quantité de neige au-dessus de laquelle se produit la sublimation (égale à $1,5 kg.m^{-2}$)

- de l'évaporation des plaines d'inondation

$$\beta_{flood} = 1 \quad (2.25)$$

2.4.2 Modèles hydrologiques

Le choix entre deux modèles hydrologiques dans le modèle SECHIBA est aujourd’hui possible : le modèle dit de “Choisnel” (Ducoudré et al., 1993) et celui de “de Rosnay” (De Rosnay, 1999; De Rosnay et al., 2002; D’Orgeval, 2006; D’Orgeval et al., 2008).

Modèle Choisnel

Le modèle de Choisnel est décrit en détail dans la section 4.2. Il s’agit d’un modèle à deux couches de sol sur deux mètres de profondeur : une première couche, dite “superficielle”, qui a une taille variable subissant directement les variations climatiques et une deuxième couche qui est dite “profonde”. On fait une hypothèse simple quant au calcul de ruissellement de surface et de drainage : ceux-ci ne sont produits que lorsque le sol arrive à la capacité au champ. Le modèle simule alors dans ce cas un ruissellement de surface et un drainage profond, correspondant respectivement à 5% et 95% de l’écoulement total. La proportion de fractionnement de l’écoulement total en ruissellement de surface et drainage profond est empirique ; elle a été choisie selon les résultats obtenus par le modèle hydrologique multicouche de de Rosnay. Le choix du modèle hydrologique Choisnel pour l’intégralité de mon travail réside dans le fait qu’il repose sur des hypothèses simples pour obtenir des valeurs satisfaisantes de flux d’évaporation. Si l’on veut représenter plus finement les processus d’infiltration et de ré-infiltration au sommet de la colonne de sol, il est préférable d’utiliser l’autre module hydrologique décrit par la suite.

Modèle de Rosnay

SECHIBA présente actuellement une alternative au module hydrologique de Choisnel. Il s’agit d’un module hydrologique, basé sur celui du Center for Water Resources Research (CWRR, <http://www.ucd.ie/>) de Dublin, qui calcule les mouvements de l’eau dans le sol (voir annexe A pour une description plus détaillée). Actuellement un travail avec cette version est en cours sur la région de Paris en comparant les résultats de simulation de SECHIBA avec les observations du SIRTA (Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique, <http://sirta.ipsl.polytechnique.fr/>) et surtout une simulation globale de validation est prévue. Concernant le travail de ma thèse, nous avons préféré utiliser la version Choisnel compte tenu de l’absence de validation sur le globe de la version à 11 couches.

Finalement deux possibilités s’offrent au modélisateur quant à l’utilisation du module hydrologique dans le modèle SECHIBA. Son choix résidera dans l’objectif qu’il compte atteindre dans son étude. Dans les deux cas de modélisation, toute l’eau ruisselée ou drainée peut être acheminée vers les fleuves via un système de cascades de réservoirs appelé routage horizontal.

2.4.3 Schéma de routage horizontal de l’eau

Le module de routage peut être activé ou non lors de simulation avec SECHIBA. Il sert à valider le modèle en comparant les débits simulés aux mesures. Récemment, Ngo-Duc et al. (2007) l’a utilisé pour une validation avec les mesures gravimétriques du satellite GRACE (Gravimetry Recovery And Climate Experiment, <http://www.csr.utexas.edu/grace/>). Il s’agit d’un système de cascade de réservoirs acheminant le drainage et le ruissellement de surface produits par le modèle hydrologique vers l’embouchure du fleuve. Le chemin est déterminé par

une carte des bassins versants, de direction des écoulements et d'un indice de pente de rétention de l'eau. Un réservoir lent à constante de temps élevée transfère le drainage et un réservoir rapide à constante de temps petite transfère le ruissellement de surface. Ces deux réservoirs se déversent dans un troisième à très faible constante de temps, le "réservoir fleuve", quand on passe d'un bassin (ou d'un pixel) à un autre. Ce module est décrit en détail dans la section 5.2. Le travail sur l'irrigation requière son utilisation afin de simuler les prélèvements d'eau d'irrigation dans les rivières et nappes.

2.4.4 Modélisation de l'irrigation

L'irrigation est une action anthropique qui consiste à prélever de l'eau dans les rivières ou les sous-sols et à l'ajouter aux sols. L'objectif est de tenter de satisfaire la demande en eau des cultures quand l'apport des pluies est insuffisant. Dans le modèle, on estime une **demande en irrigation** par le couvert afin de calculer la quantité d'eau à prélever pour irriguer. Une première paramétrisation de l'irrigation fut introduite dans SECHIBA par De Rosnay et al. (2003). L'irrigation est calculée en fonction de la demande climatique et du couvert. C'est ce que l'on appelle la demande en irrigation, la quantité d'eau que l'on devrait potentiellement apporter aux plantes pour satisfaire totalement leurs besoins hydriques. Cette demande sera plus ou moins satisfaite selon l'état du stock d'eau dans les réservoirs de prélèvement. L'eau prélevée est apportée aux couverts : c'est l'**irrigation nette**.

La demande en irrigation, Ir_{pot} (équations 2.26 et 2.27)

Cette demande en eau par les plantes est essentiellement fonction de l'évaporation potentielle du couvert, E_{pot} . Dans le but de prendre en compte les résistances liées au frein à l'évaporation par le couvert, on doit pondérer E_{pot} par un terme de somme de résistances semblables à celle décrite dans la section 2.4.1. Initialement dans le modèle, le paramètre de pondération était un coefficient cultural ($K_{crop} = 0,7$), constant spatio-temporellement afin de représenter une résistance moyenne de la végétation sur le globe. Nulle différenciation de type de couvert végétal est représentée à travers ce coefficient. Ainsi, on obtient une évapotranspiration maximale ETM d'un couvert végétal moyen ($ETM = K_{crop} \cdot E_{pot}$). Pour calculer la demande réelle en eau des plantes, on soustrait à ETM la quantité d'eau totale nette reçue par la colonne de sol, c'est à dire la différence en précipitations et écoulement total. Enfin, on estime la demande en irrigation uniquement sur le fraction irriguée du pixel, $f_{irr} = \frac{S_{pix_{irr}}}{S_{pix}}$. La surface des pixels irrigués, $S_{pix_{irr}}$, est donnée par la carte de Doll and Siebert (2002); Siebert et al. (2005).

Cette représentation de la demande en eau (équation 2.26) a deux inconvénients majeurs :

- la demande en irrigation est fonction d'un couvert moyen sans différencier le type de PFT à irriguer. Or, d'une culture à une autre, la demande en eau pour la production de la culture peut changer considérablement. Par exemple, il faut environ 1000 litres d'eau pour produire 1 kg de céréales de type C_3 (comme le blé) mais seulement 700 litres pour 1 kg de céréales type C_4 (comme le maïs) (Zimmer and Renault, 2003). Même si le degré de précision de SECHIBA ne permet pas de différencier une culture d'une autre, la différenciation des demandes en eau entre les PFTs C_3 et C_4 existant dans notre modèle pourrait être possible.
- l'absence de prise en compte de la croissance foliaire de la plante. De ce fait, on irrigue les cultures toute l'année, quelque soit le stade foliaire de la plante. Ceci n'est peut-être

pas gênant dans les régions comme l'Inde où l'on irrigue toute l'année en faisant deux à trois cultures par an. En revanche, le fait d'irriguer toute l'année dans les régions tempérées comme le bassin du Mississippi pose problème. En effet, dans ces régions, les cultures sont absentes en hiver du fait des conditions climatiques inadéquates pour leur croissance. En calculant une demande en eau lors de cette période, on surestimerait donc la demande en eau des plantes sur l'année.

Du fait de ces deux limites, j'ai introduit dans SECHIBA une paramétrisation plus réaliste en remplaçant ETM par une transpiration potentielle T_v^{pot} (équation 2.28). Elle diffère de l'évapotranspiration maximale proposée dans Guimberteau (2006) pour SECHIBA où la formulation de ETM est dépendante de l'évaporation potentielle corrigée. Ceci n'est pas en adéquation avec la façon dont on calcule les flux d'évaporation dans SECHIBA qui sont tous fonctions de l'évaporation potentielle non corrigée. C'est pourquoi, dans ce travail, j'ai calculé une transpiration potentielle qui découle directement de la formulation de la transpiration et donc de l'évaporation potentielle non corrigée : le coefficient d'aridité, $\beta_{transpir}^{pot}$ (équation 2.29), est calculé de manière similaire à $\beta_{transpir}$ mais la limitation en eau d'après l'état hydrique du sol est enlevée. En effet, la transpiration potentielle est la perte en eau maximale par les plantes sous forme de transpiration mais dans des conditions de disponibilité en eau totale. Par conséquent, on fait dépendre $\beta_{transpir}^{pot}$ d'une résistance stomatique qui doit être minimale $r_{sto_v}^{min}$ (équation 2.30) puisque les stomates sont considérées comme pleinement ouvertes sous ces conditions. Cette résistance ne dépend donc plus du rayonnement solaire incident ni du déficit hydrique de l'atmosphère afin de simuler une ouverture des stomates sans aucune contrainte climatique. De ce fait, T_v^{pot} et par conséquent Ir_{pot} , la demande en irrigation nouvellement calculée, varient à présent en fonction du PFT à irriguer et de l'évolution de son LAI (équation 2.27).

L'irrigation nette, Ir (équation 2.31)

La quantité d'eau en irrigation va dépendre directement de la demande des plantes et lui serait toujours égale si la disponibilité en eau à prélever était infinie. Or, afin de simuler les limitations en eau dans SECHIBA, on prélève l'eau d'irrigation dans les réservoirs du schéma de routage décrit précédemment. On prélève de la manière suivante : la quantité d'eau, fonction de la demande en irrigation, est prise prioritairement dans le réservoir fleuve. Si la quantité en eau à prélever est supérieure à celle qui est stockée dans ce réservoir, celui-ci est asséché et la quantité restante à prélever est prise dans le réservoir rapide. Le réservoir lent constitue la dernière source de prélèvement si le stock des deux autres réservoirs n'a pas suffi à satisfaire la demande en eau. Le cas extrême de sécheresse où le réservoir lent est asséché peut être rencontré et l'irrigation effective sera inférieure à la demande en eau des plantes.

Dans le modèle, la quantité d'eau prélevée est ajoutée prioritairement au réservoir de surface de Choissnel. Si celui-ci n'existe pas, l'eau est alors mise dans la couche profonde. Initialement dans le modèle, seule la végétation est irriguée, quelle qu'elle soit (arbres, steppes, cultures, prairies...). Cependant, il existe un cas particulier : le sol nu est irrigué quand il couvre l'ensemble de la maille à irriguer.

Cette représentation de l'irrigation comporte bien sûr des limites dues à la simplicité de sa modélisation :

- la limite majeure est la non-prise en compte de la réserve utile maximale du sol dans le calcul de la demande en irrigation. Certes la demande en irrigation est seulement calculée quand $U_{s_v} < 0,99$ mais cette limite semble peu restrictive en hiver où U_{s_v} est fort mais généralement inférieur à 0,99. Le fait d'irriguer ramènerait le sol à sa capacité

au champ de manière quasi systématique.

- la demande en irrigation n'est fonction que de la transpiration potentielle des plantes et néglige totalement la demande en évaporation du sol nu présent sous la végétation.
- le fait d'irriguer le sol nu dans le cas particulier décrit ci-dessus s'avère peu réaliste dans un modèle de surface très global. L'irrigation d'un sol nu peut exister dans la réalité après un passage de semis si de fortes pluies ne sont pas attendues après plusieurs dizaines de jours afin d'éviter la fonte de semis par sécheresse. Mais la modélisation d'un tel cas particulier reste idéaliste dans SECHIBA.
- le fait d'irriguer tous les types de couvert végétal en plus des prairies/cultures, comme les arbres par exemple, semble peu réaliste d'autant plus que les arbres fruitiers ne sont pas modélisés dans le modèle. En effet, seuls des groupes très généraux d'arbres à feuillages/aiguilles caduques/persistants sont représentés dans SECHIBA. C'est pourquoi, dans notre étude, nous limitons l'irrigation seulement aux quatre derniers PFTs (Prairies C3/C4 et Cultures C3/C4).
- certes, la demande dépend du développement foliaire mais celui-ci est prescrit par une carte de LAI lue par le modèle. Par conséquent, la croissance du LAI, naturellement favorisée par l'eau apportée en irrigation, n'est pas prise en compte dans notre modélisation. On irriguera par exemple en été, dans les Grandes Plaines arides des États-Unis, des prairies avec un LAI maximal très faible donné par la carte alors qu'il devrait être bien supérieur du fait de l'apport en eau d'irrigation.
- on estime la demande en eau des cultures et le prélèvement de l'eau dans les réservoirs au niveau d'un même pixel. Ainsi les réseaux d'acheminement de l'eau irriguée depuis une région vers une autre ne sont pas pris pas en compte.

Irrigation

- Demande en irrigation ou irrigation potentielle ($m.s^{-1}$) (De Rosnay et al., 2003)

$$Ir_{pot_{OLD}} = \frac{S_{pix_{ir}}}{S_{pix}} \cdot [K_{crop} \cdot E_{pot} - (P - R_{tot})] \quad (2.26)$$

$S_{pix_{ir}}$, surface irriguée du pixel (m^2)

S_{pix} , surface du pixel (m^2)

K_{crop} , coefficient cultural (égal à 0,7)

- Demande en irrigation ou irrigation potentielle nouvellement introduite ($m.s^{-1}$)

$$Ir_{pot} = \frac{S_{pix_{ir}}}{S_{pix}} \cdot [T_v^{pot} - (P - R_{tot})] \quad (2.27)$$

T_v^{pot} , transpiration potentielle ($m.s^{-1}$)

$$T_v^{pot} = \beta_{transpir}^{pot} \cdot E_{pot} \quad (2.28)$$

$\beta_{transpir}^{pot}$, coefficient d'aridité de la transpiration potentielle

$$\beta_{transpir}^{pot} = \frac{f_v}{U_s} \cdot \frac{1}{\left(1 + \frac{r_{sto_v}^{min} + r_s}{r_a}\right)} \quad (2.29)$$

$r_{sto_v}^{min}$, résistance stomatique minimale théorique du couvert ($s.m^{-1}$)

$$r_{sto_v}^{min} = \frac{a}{k_0} \cdot \frac{1}{LAI_v} \quad (2.30)$$

- L'irrigation nette ($m.s^{-1}$)

$$Ir = \min \left(\sum_{i=1}^3 V_i, Ir_{pot} \right) \quad (2.31)$$

V_i , volume du réservoir de routage i (kg)

Quelques études sur l'irrigation

Sacks et al. (2008) trouve qu'à travers une simulation couplée CLM3.5 (Community Land Model), l'ajout en eau d'irrigation induit globalement une augmentation en évaporation de $8,3 \text{ mm.an}^{-1}$ et de $4,4 \text{ mm.an}^{-1}$ en précipitations. Cet ajout d'eau d'irrigation augmente aussi globalement le contenu en eau des sols et favorise la capacité du sol à retenir l'eau puisque le stress hydrique des plantes est réduit. Aussi, Milly and Dunne (1994) montre qu'une augmentation de cette capacité a pour effet direct une augmentation de $8,0 \text{ mm.an}^{-1}$ en précipitations. Les conséquences sur les flux de surface peuvent potentiellement affecter l'atmosphère. Boucher et al. (2004) suggère le mécanisme suivant (figure 2.2) : l'augmentation de l'évaporation par ajout d'eau d'irrigation induit une proportion plus grande en vapeur d'eau dans l'atmosphère. Ce gaz à effet de serre réduit le rayonnement solaire vers la surface réchauffant l'atmosphère (forçage global moyen augmenté de $0,03 - 0,1 \text{ W.m}^{-2}$) mais refroidissant la surface continentale. Les valeurs sont souvent très différentes selon les études. Concernant uniquement celles menées sur tout le globe, Boucher et al. (2004) trouve une diminution importante (jusqu'à $0,8 \text{ K}$ de moins) sur les surfaces irriguées alors que Sacks ne trouve que $0,06 \text{ K}$ de moins. Le changement du profil en vapeur d'eau dans l'atmosphère peut aussi affecter la convection et donc les précipitations. Il s'agira dans mon travail de mener le même type d'estimation de façon globale mais aussi locale par l'intermédiaire des bassins versants où les processus de surface sont intégrés par les débits des rivières. Ceci nous permettra d'évaluer l'impact du prélèvement de l'eau dans les rivières pour irriguer les cultures sur les débits des grands fleuves. L'effet attendu est une diminution du débits à cause des prélèvements. Toutefois, le ruissellement de surface et le drainage profond, favorisés lors de l'ajout d'eau d'irrigation, peuvent parfois augmenter les débits en hiver de manière non négligeable (Kendy and Bredehoeft, 2006). On étudiera aussi l'impact que peut avoir un ajout d'eau sur l'évapotranspiration des cultures irriguées et l'éventuelle rétroaction sur le retour en précipitations.

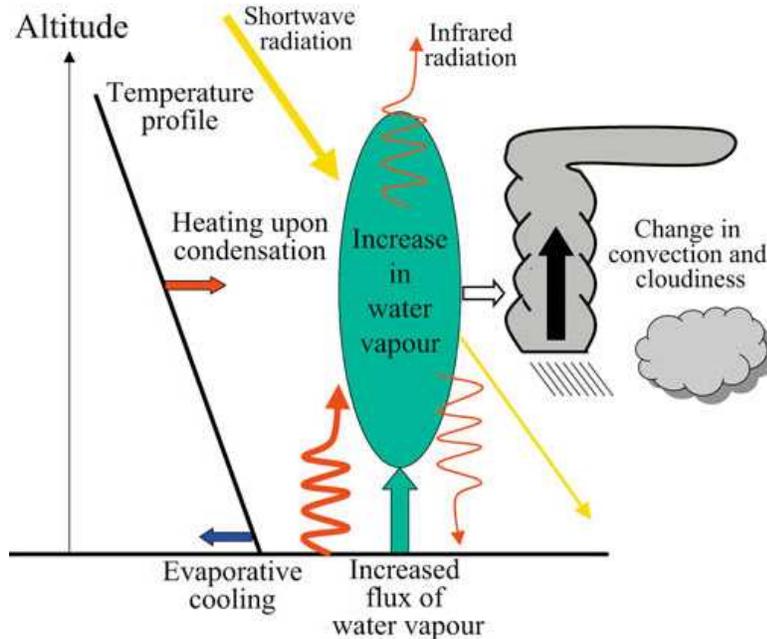


FIG. 2.2 – SCHÉMA DES PROCESSUS ET PROPRIÉTÉS ATMOSPHÉRIQUES POTENTIELLEMENT CAUSÉES PAR L'IRRIGATION (BOUCHER ET AL., 2004).

2.5 Synthèse du chapitre

La version actuelle du modèle de surface SECHIBA prend en compte les flux évaporatifs de surface aussi bien au niveau d'une mosaïque de 12 types de couverts (évaporation de l'eau interceptée, transpiration) qu'au niveau du sol nu (qu'il soit sous une végétation ou pas). Le module hydrologique de Choïsnel permet de représenter simplement la variation de l'humidité du sol en fonction de la convergence/divergence d'humidité. Un sol sec, semblable à un mulch, peut se former au dessus d'un réservoir limitant ainsi l'extraction de l'eau du sol par les racines, décrite dans la section 4.2. Le modèle hydrologique simule un ruissellement de surface et un drainage profond quand la capacité au champ du sol est atteinte. Ces flux d'eau sont véhiculés via une cascade de réservoirs pour représenter l'écoulement des rivières vers l'océan ou les lacs. La quantité d'eau présente dans ces réservoirs peut varier en fonction des prélèvements d'eau pour irriguer la végétation. Tous ces processus calculés dans SECHIBA sont résumés et schématisés dans la figure 2.3.

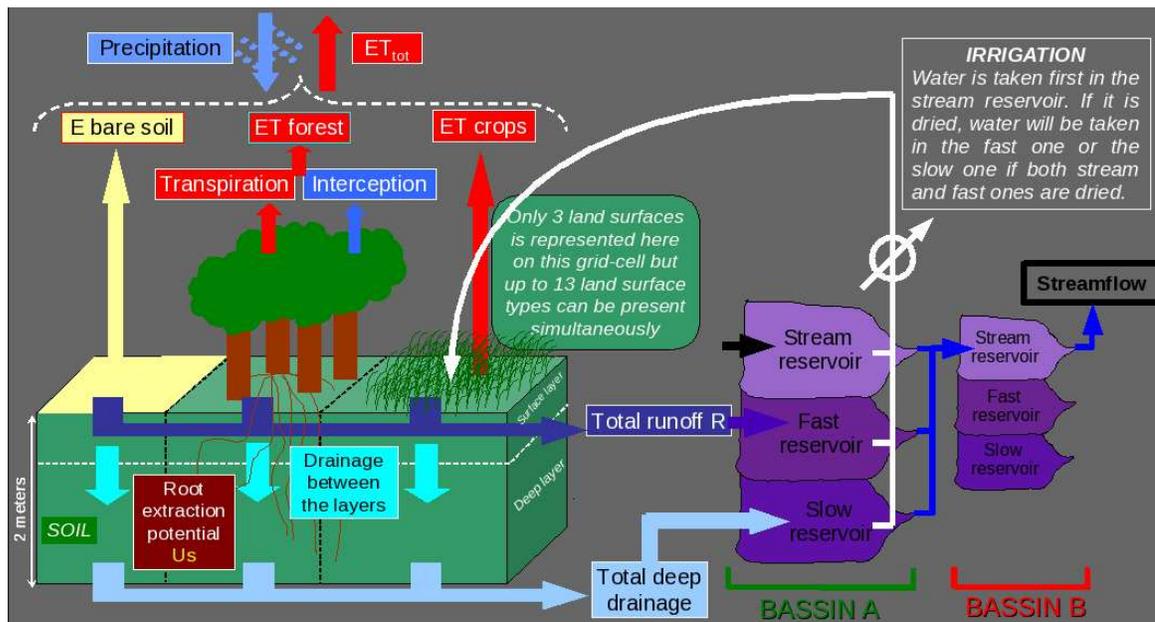


FIG. 2.3 – SCHÉMA DE SOL-VÉGÉTATION, DE ROUTAGE DE L'EAU ET D'IRRIGATION DANS LE LSM SECHIBA.

Chapitre 3

Le bassin versant du Mississippi : un modèle d'étude

3.1 Un bassin divisé en deux parties

Le bassin du Mississippi présente des précipitations très contrastées entre sa région Est humide (de l'ordre de $3,0 \text{ mm.j}^{-1}$ en moyenne sur l'année) et sa région Ouest sèche (de l'ordre de $1,5 \text{ mm.j}^{-1}$ en moyenne sur l'année) comme l'indique la figure 3.1. L'apport dominant en précipitations provient de l'advection d'humidité du golfe du Mexique, au Sud-Est des U.S.A. quand on regarde la moyenne annuelle. On observe bien un gradient décroissant provenant du golfe où les précipitations sont de l'ordre de $4,0 \text{ mm.j}^{-1}$ et allant jusqu'à l'Ouest du bassin avec des pluies autour de $1,0 \text{ mm.j}^{-1}$. Cet effet est une combinaison de deux phénomènes intra-saisonniers : le flux provenant du golfe et l'effet de Foehn (voir encadré) provoqué par la présence des montagnes Rocheuses à l'Ouest du bassin (figure 3.2). Lors de l'étude de l'irrigation sur la bassin du Mississippi, on parlera de la région Ouest du bassin du Mississippi entre les latitudes 115°W et 96°W et de sa région Est entre les latitudes 96°W et 75°W , de façon similaire au travail de Xuan-Tien (2005).

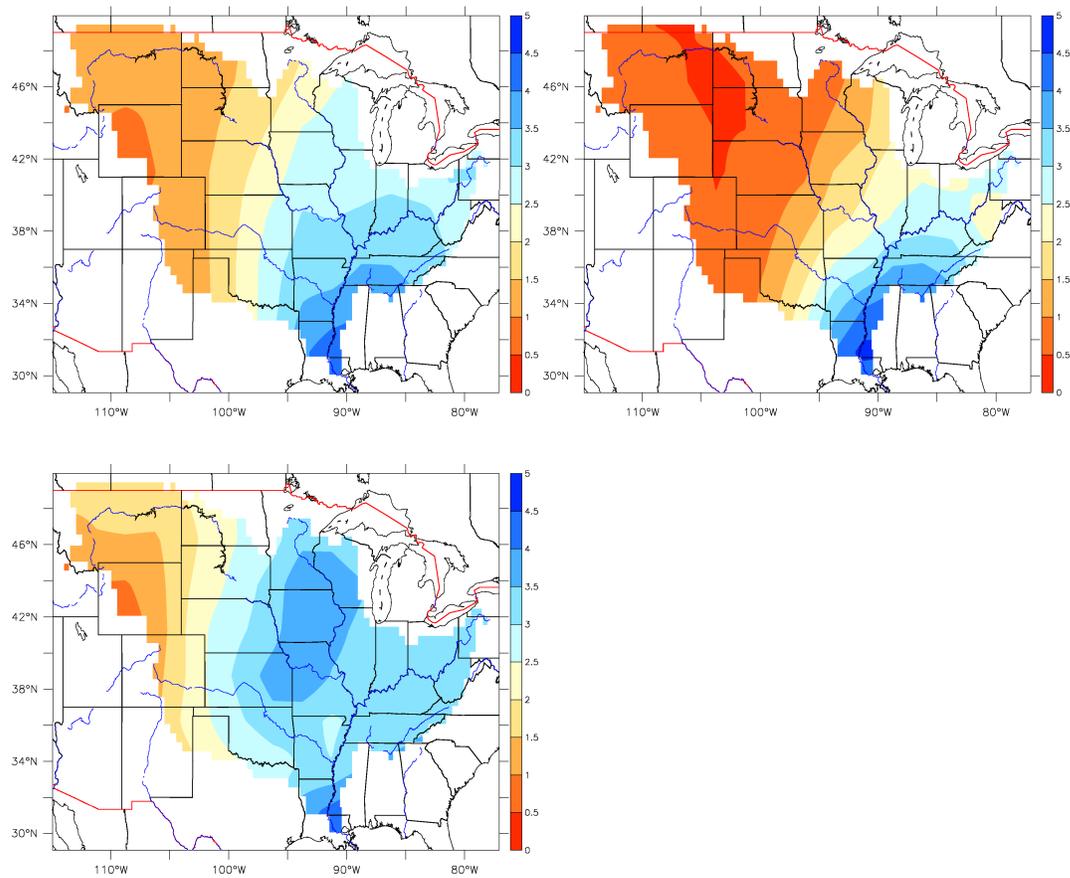


FIG. 3.1 – PRÉCIPITATIONS GPCP (GLOBAL PRECIPITATION CLIMATOLOGY PROJECT) SUR LE BASSIN DU MISSISSIPPI ($mm \cdot j^{-1}$) SUR UNE MOYENNE DE 30 ANS. En haut à gauche : moyenne annuelle, en haut à droite : moyenne hivernale de Décembre à Février (DJF), en bas à gauche : moyenne estivale de Juin à Août (JJA)

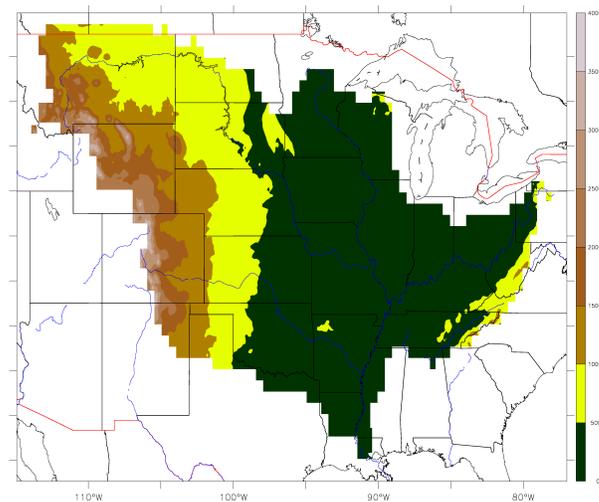


FIG. 3.2 – TOPOGRAPHIE DU BASSIN DU MISSISSIPPI (m).

Effet de Foehn

C'est un phénomène météorologique provoquant généralement un accroissement des quantités de pluies sur le versant au vent d'un relief et un assèchement du contenu en eau de l'air descendant sur le versant aval.

Les masses d'air emmenées par les vents géostrophiques subissent une ascendance à partir de la base du relief et se refroidissent par détente adiabatique selon le gradient adiabatique sec de $-1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$. La condensation est atteinte d'autant plus vite que la masse d'air est fortement chargée en humidité. Lors de cette condensation, il y a un changement de phase et la masse d'air, suivant le gradient de l'adiabatique humide ($-0,5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ en moyenne), se refroidit moins vite du fait de la chaleur dégagée lors de ce processus. Souvent, se créent de fortes pluies sur le côté amont du relief. En aval, la masse d'air plus froide et plus sèche que l'environnement redescend et se réchauffe par compression adiabatique. Deux cas peuvent être distingués :

- s'il y a eu précipitations en amont du relief, la masse d'air ne contient plus d'eau liquide au sommet et redescend en aval selon le gradient adiabatique sec.

- s'il n'y a pas eu de précipitations en amont du relief, la masse d'air au sommet contient encore de l'eau liquide à évaporer et redescend le long du relief selon le gradient adiabatique humide. Quand l'eau liquide condensée disparaît, la compression adiabatique se poursuit selon le gradient adiabatique sec jusqu'au niveau du sol engendrant un réchauffement de la masse d'air en aval plus important que le refroidissement en amont. Par conséquent, la température de l'air est plus importante côté aval qu'amont.

Pour résumer, le relief représente une barrière aux précipitations qui, par effet orographique, sont abondantes du côté amont et faibles du côté aval. De plus, le déficit hydrique de l'air est bien plus élevé du côté aval du relief étant donné les températures plus chaudes provoquées par l'effet de Foehn.

En hiver, le flux de vapeur d'eau provenant du golfe pénètre peu sur le continent comme le montre les résultats des ré-analyses European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Re-Analysis (ERA40), issus de Seneviratne et al. (2004) (figure 3.3). De plus, les masses d'air chargées d'humidité, provenant de l'océan Pacifique Nord et emportées par les vents d'Ouest, provoquent par effet orographique de fortes précipitations du côté Ouest des Rocheuses mais de faibles précipitations sur l'ensemble de la région Ouest du bassin du Mississippi (figure 3.1). En revanche, l'apport conséquent en humidité pendant l'été par le golfe du Mexique remonte jusqu'au nord du bassin (figure 3.3) et compense largement le déficit en précipitations à l'Ouest du bassin (figure 3.1).

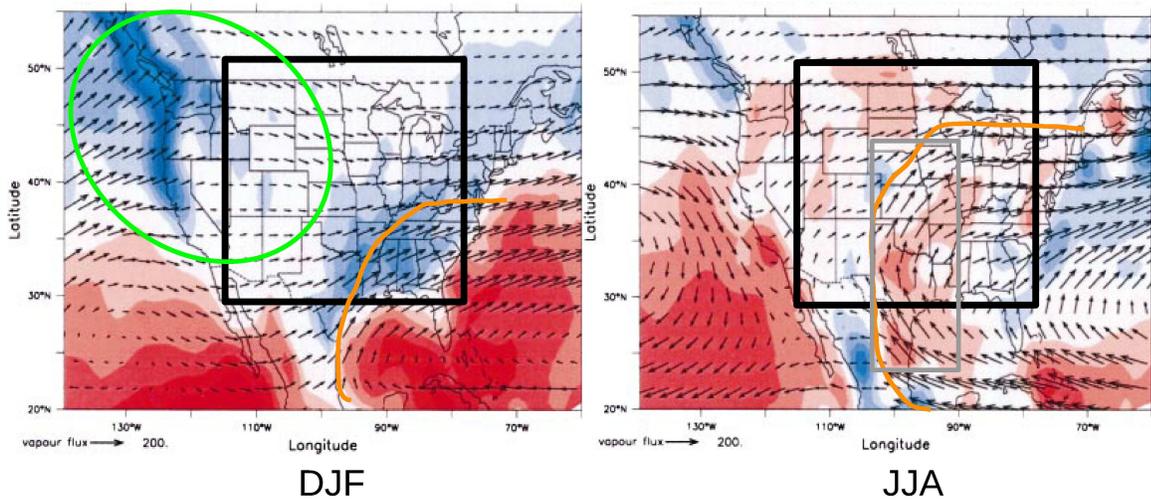


FIG. 3.3 – FLUX DE VAPEUR D'EAU ($kg.m^{-1}.s^{-1}$) ET DIVERGENCE DE FLUX ($mm.j^{-1}$) SUR L'AMÉRIQUE DU NORD DANS ERA-40, EN HIVER (GAUCHE) ET ÉTÉ (DROITE), EN MOYENNE SUR LA PÉRIODE 1987-1996 (SENEVIRATNE ET AL., 2004). L'échelle des flèches représentant les flux de vapeur d'eau est indiquée en bas à gauche des cartes. Le cadre noir représente la zone approximative du bassin du Mississippi, le contour orange indique la pénétration de vapeur d'eau par advection sur le continent depuis le golfe du Mexique. Le cercle vert montre la zone soumise à l'effet de Foehn. Enfin, le cadre gris indique l'effet du "Low Level Jet" pénétrant sur les Grandes Plaines en apportant de l'humidité sur le continent.

La figure 3.5 reflète bien le contraste en précipitations entre les deux sous-bassins du Mississippi : la moyenne sur le Missouri, bassin à l'Ouest (figure 3.4), est faible sur l'année comparée à la moyenne sur le bassin du Mississippi mais on remarque l'augmentation des pluies en été par l'influence du "Low Level Jet" (LLJ) (figure 3.3). En hiver, les précipitations sont très faibles du fait de l'effet de Foehn et ne dépassent pas $1,0 mm.j^{-1}$. Sur le bassin de l'Ohio, à l'Est du bassin du Mississippi (figure 3.4), les pluies sont constamment fortes et supérieures à la moyenne des pluies sur l'ensemble du bassin du Mississippi, et sont de l'ordre de $3,5 mm.j^{-1}$ tout le long de l'année. Ceci est dû à la proximité du sous-bassin de l'Ohio avec le golfe du Mexique où l'advection de l'humidité se fait fortement surtout en été.

3.1. UN BASSIN DIVISÉ EN DEUX PARTIES

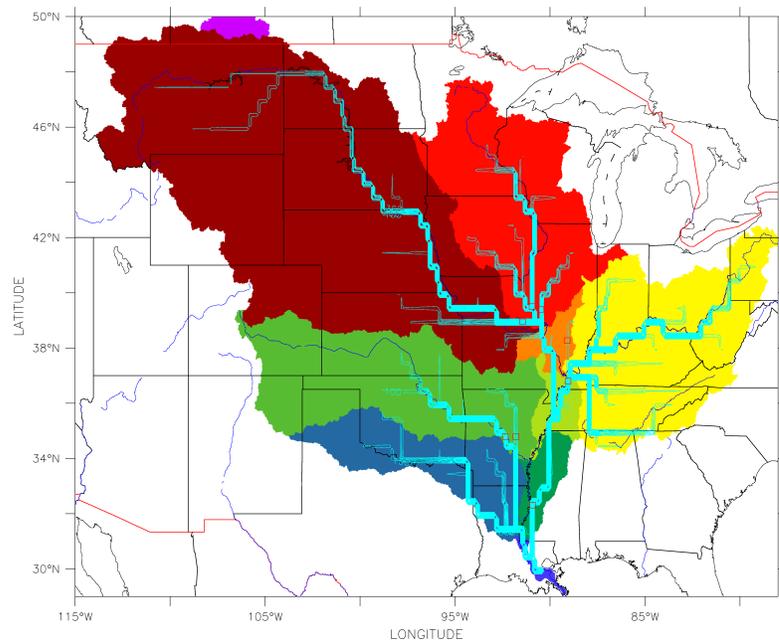


FIG. 3.4 – LOCALISATION DES SOUS-BASSINS DU BASSIN DU MISSISSIPPI. L’Ohio et le Missouri sont respectivement en jaune et brun.

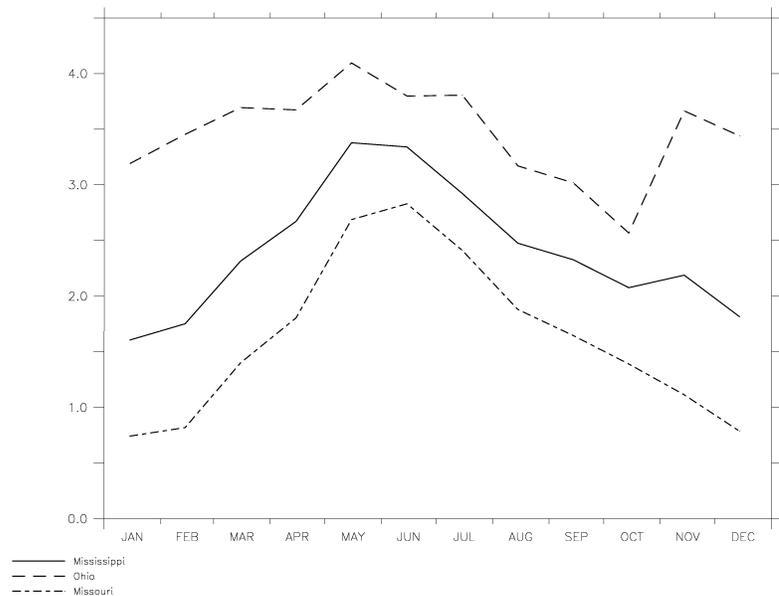


FIG. 3.5 – PRÉCIPITATIONS GPCP MOYENNES ($mm.j^{-1}$) SUR 30 ANS SUR LE BASSIN DU MISSISSIPPI, DE L’OHIO ET DU MISSOURI.

Cette différence de mécanismes qui gouvernent les pluies au sein du bassin versant est intéressante pour étudier les débits. On pourra tester la capacité du modèle SECHIBA à simuler les débits à régimes très différents, du fait de la grande hétérogénéité des régimes de pluies sur le bassin.

3.2 Éléments de travail disponibles

3.2.1 Forçage NLDAS à haute résolution

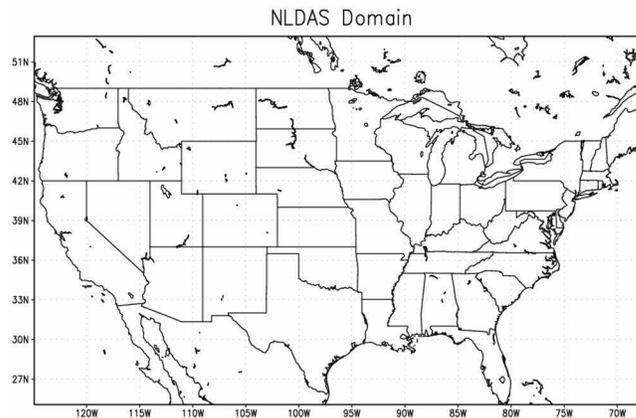


FIG. 3.6 – DOMAINE GÉOGRAPHIQUE COUVERT PAR LE FORÇAGE NLDAS

Lors des études portant sur la modélisation des processus de surfaces grâce aux LSMs, les données climatiques prescrites au modèle déterminent grandement la qualité des résultats obtenus. En effet, lors de simulation découplée (offline), les variables climatiques comme les précipitations, le vent ou encore le rayonnement sont prescrites au modèle à chaque pas de temps de calcul. Une propagation d'erreur dans ces forçages peut avoir un impact important sur les résultats en humidité du sol, évaporation ou encore écoulement. Or, ces données sont souvent fournies par les résultats de modèles NWP (Numerical Weather Prediction), sujets à des erreurs et biais dues aux paramétrisations. Dans le but de pallier ce problème, un projet multi-institutionnel¹ a produit un ensemble de données de forçage NLDAS (North American Land Data Assimilation System, Cosgrove et al., 2003, <http://ldas.gsfc.nasa.gov/>) intégrant un maximum de données basées sur des observations. Le forçage couvre l'ensemble des États-Unis, le nord du Mexique et le sud du Canada (figure 3.6) à une résolution très fine ($0,125^\circ$) comparée aux résolutions généralement rencontrées chez les LSMs ($1,0^\circ$ parfois $0,5^\circ$). Les données NLDAS ont été produites à une résolution temporelle horaire et couvrent une période dite rétrospective (1996 à 2002) et une période temps réel (1999 à aujourd'hui). Les champs présents dans NLDAS ont été cités précédemment dans le tableau 2.1. Toutes les données proviennent de sorties de simulations par les modèles EDAS (NCEP Eta Data Assimilation System, Rogers et al., 1996) ou de champs issus du modèle de prévisions méso-échelle Eta si les données EDAS ne sont pas disponibles (8% des cas). Concernant les champs de précipitations et de rayonnement descendant de courtes longueurs d'onde, des données basées sur des observations ont été introduites. Les champs EDAS ont été interpolés par interpolation spatiale bilinéaire de la grille de 40km à 15km et interpolation linéaire du temps de 3h à 1h.

¹NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), NCEP (National Centers for Environmental Prediction)/EMC (National Centers for Environmental Prediction/Environmental Modeling Center), NASA GSFC (National Aeronautics and Space Administration Goddard Space Flight Center), NWS/OHD (NOAA National Weather Service/Office of Hydrologic Development), NESDIS/ORA (NOAA National Environmental Satellite Data and Information Service/Office of Research and Applications), Princeton University, Rutgers University, The University of Washington and the University of Maryland.

Les champs de précipitations et de rayonnement descendant de courtes longueurs d'onde ont subies un traitement différent :

– **Précipitations**

- champs principalement basés sur les données de mesures journalières NCEP-CPC (NCEP Climate Prediction Center)
- interpolation spatiale : de 40km à 12,5km par la méthode “budget bilinear method” (Cosgrove et al., 2003) qui conserve les données moyennées sur la grille quand des champs sont interpolés à plus haute résolution.
- interpolation temporelle : désagrégation temporelle de CPC en champs horaires effectuée par l'intermédiaire des données stage 2 du radar Doppler WSR-88D (Weather Surveillance Radar 88 Doppler).

– **Rayonnement descendant de courtes longueurs d'onde**

- les champs proviennent des données du satellite GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) traitées à l'Université de Maryland au NESDIS (National Environmental Satellite Data and Information Service).
- interpolation spatiale : interpolation bilinéaire de 0.5° à 0.125°.
- interpolation temporelle : suivant la technique de l'angle zénithal afin de maintenir un cycle diurne correct. Lorsque l'angle est supérieur à 75°, les données Eta/EDAS sont utilisées.

3.2.2 Observations in-situ d'humidité des sols

Une banque de données en humidité du sol est aujourd'hui mise à disposition (Robock et al., 2000, http://climate.envsci.rutgers.edu/soil_moisture), l'objectif initial étant de permettre une comparaison de ces données aux résultats de simulations d'humidité du sol effectuées dans le cadre des projets AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project, <http://www-pcmdi.llnl.gov/projects/amip/>), PILPS (Project of Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes, <http://pilps.mq.edu.au/>) et GSWP (Global Soil Wetness Project, <http://www.iges.org/gswp/>). La diversité géographique et donc climatique est un des aspects intéressants de cette base qui recense des données sur plus de 600 stations à travers le globe : la Mongolie, la Chine, l'Inde, la Russie, quelques pays européens et les États-Unis en Iowa et Illinois. De plus, au moins 6 ans de données sont disponibles dans chacun de ces pays et jusqu'à 15 années d'observations en humidité du sol existent dans certains d'entre eux. La période de données d'observations sur l'Illinois s'étend de 1981 à 2004 et comprend la période 1997 à 1999 pour laquelle les données de forçage NLDAS ont été disponibles au LMD. De plus, le nombre important de stations sur cette région permet une meilleure confiance statistique quant à la significativité des moyennes réalisées dans mon étude.

Le but de la création de cette banque de données étant de suivre dans le temps l'évolution de l'humidité du sol, il était indispensable de mesurer celle-ci avec des méthodes non-destructrices. Ainsi, les données proviennent de mesures indirectes telles que les mesures gravimétriques. Quelques-unes proviennent de sonde à neutrons calibrée par des observations gravimétriques comme en Illinois ou en Iowa (en partie). Puisque notre étude repose sur une comparaison de nos simulations avec les données en Illinois, il convient de donner quelques éléments sur la technique de la mesure neutronique (Musy and Higy, 2004). Elle repose sur les propriétés de réflexion des molécules d'eau à l'égard des neutrons ; dans le sol, l'hydrogène, dont est constitué la molécule d'eau, est l'élément qui possède le noyau dont la masse est la plus proche de celle du neutron. La sonde émet des neutrons dans le sol qui se heurtent alors

aux atomes d'hydrogène. L'énergie cinétique des neutrons étant par conséquent diminuée, ils se propagent dans des directions aléatoires formant un nuage neutronique. Une partie des neutrons est renvoyée à la sonde sous forme d'impulsions enregistrées par un compteur. Une courbe d'étalonnage est utilisée alors pour convertir le nombre d'impulsions par intervalle de temps en teneur en eau. Cette technique a pour avantage de fournir des mesures répétées et rapides avec une bonne précision dans un sol non perturbé.

3.2.3 Mesures des débits des rivières

Le débit des rivières est une variable très utile pour la validation d'un modèle de surface tel que SECHIBA. Elle intègre à l'échelle du bassin versant l'ensemble des processus de surface qui se sont déroulés ; lors du bilan hydrique, la quantité d'eau de pluies qui n'est ni infiltrée dans le sol ni ré-évaporée est la fraction ruisselante ou drainante du système qui constitue et alimente les rivières. Le débit de ces rivières est donc une valeur intégratrice du bilan hydrique de surface. Il renseigne sur la qualité de représentation de la saisonnalité des processus dans le temps ainsi que des valeurs moyennes en eau ruisselantes et drainantes issues du bilan hydrique. Le fait de comparer cette valeur aux données de mesures de débits est un moyen de validation du modèle. Beaucoup de données de débits sont collectées sur les États-Unis et notamment sur le bassin du Mississippi qui intègre une grande quantité d'eau du pays. On note que ces débits observés prennent en compte tous les effets anthropiques exercés sur le fleuve en amont de la station de mesure comme les barrages, prélèvements en irrigation et municipaux, etc... En comparant aux mesures nos résultats de modèle qui ne prennent pas en compte une partie de ces actions (exceptée l'irrigation), il réside une incertitude dans notre comparaison en négligeant les effets anthropiques. C'est pourquoi, certains auteurs (Maurer et al., 2002; Jacobson and Galat, 2008; Wood et al., 1997) utilisent comme observations des débits dits "naturalisés" où l'effet des barrages est enlevé. En d'autre terme, c'est une reconstitution du débit du fleuve où les activités humaines ont été ôtées. Dans ce travail, nous n'avons pas utilisé ces données.

3.3 Irrigation aux États-Unis et sur le bassin du Mississippi

Selon les estimations de la FAO, 2,6% de la superficie des États-Unis est irriguée soit près de 15% des aires cultivées. D'après Hutson et al. (2004), les prélèvements par irrigation sur les États-Unis sont estimés en 2000 à environ $189 \text{ km}^3 \text{ d'eau/an}$ ce qui représente 2,7% des précipitations annuelles reçues par ce pays. Cette quantité d'irrigation représente une part importante des utilisations américaines en eau douce estimée à 40% et peut atteindre 65% si on exclut l'énergie thermo-électrique. Selon la FAO, l'irrigation est estimée à $196,5 \text{ km}^3 \text{ d'eau/an}$ pour l'année 2002. Les prélèvements en irrigation en 2000 ont augmenté de 54% par rapport à 1950 mais restent identiques depuis 1985 après une forte hausse sur 30 ans (figure 3.7). La principale technique d'irrigation utilisée aux U.S.A. reste l'irrigation dite par inondation (48% des surfaces irriguées d'après Hutson et al., 2004), la technique la moins efficiente en eau où la perte en eau par évaporation est importante (voir figure 3.8). Vient ensuite l'irrigation par aspersion (46% des surfaces irriguées), une technique qui consiste à reproduire la pluie, et en dernier la micro-irrigation (6% des surfaces irriguées) qui a l'avantage de limiter l'évaporation des surfaces irriguées. Cependant, cette dernière technique ne permet pas d'irriguer de grandes surfaces cultivées souvent rencontrées aux U.S.A..

3.3. IRRIGATION AUX ÉTATS-UNIS ET SUR LE BASSIN DU MISSISSIPPI

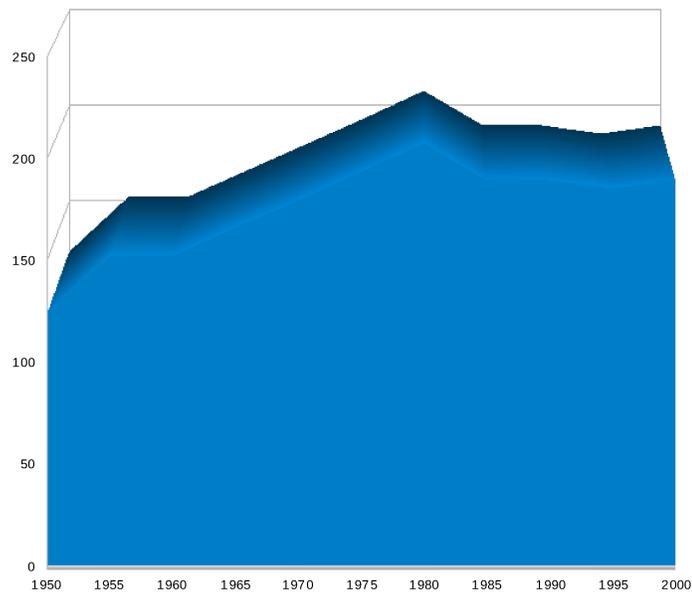


FIG. 3.7 – ÉVOLUTION DES PRÉLÈVEMENTS EN EAU POUR L'IRRIGATION (EN km^3 d'eau/an) SUR LES U.S.A. DE 1950 À 2000, D'APRÈS LES CHIFFRES DE HUTSON ET AL., 2004.



FIG. 3.8 – TYPES D'IRRIGATION PRATIQUÉS AUX U.S.A. : IRRIGATION PAR INONDATION DU RIZ DANS LA VALLÉE DE SACRAMENTO EN CALIFORNIE (GAUCHE), IRRIGATION DE MYRTILLE PAR ASPERSION À PLAINVILLE DANS L'ÉTAT DE NEW YORK (MILIEU) ET TECHNIQUE DE MICRO-IRRIGATION (DROITE) (<http://www.irrigationdirect.com>).

A l'échelle du bassin versant du Mississippi, on trouve très peu d'informations sur les quantités d'irrigation. Milly and Dunne (2001) donne une estimation moyenne de l'irrigation et activités humaines sur le bassin de $12,0 mm.an^{-1}$ ($38,9 km^3.an^{-1}$), pour la période 1949-2007, ce qui représente 1,4% des pluies annuelles. Sur cette période, les auteurs calculent une tendance à la hausse de $+0,26 mm.an^{-1}$ des prélèvements humains. Hutson et al. (2004) donnent les quantités d'eau prélevées par irrigation pour l'année 2000 sur chacun des états. On peut déduire la quantité totale d'eau d'irrigation sur le bassin en sommant les estimations sur les différents états inclus dans le bassin. Certains états à sa périphérie, présentant au moins la moitié de leur surface à l'intérieur du bassin, sont inclus dans notre sommation².

²Montana, Wyoming, Colorado, Nouveau Mexique, Texas, Louisiane, Mississippi, Caroline du Nord, Virginie, Pennesylvanie, Ohio, Indiana, Wisconsin, Minnesota et Dakota du Sud et du Nord.

Ainsi nous pouvons donner un ordre de grandeur quant à la quantité d'eau prélevée pour l'irrigation estimée à $69,4 \text{ km}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ ($21,0 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$) soit environ 36,7% de celle prélevée sur l'ensemble du pays. Cette quantité représenterait 2,5% des pluies annuelles. On estime donc que la proportion de l'irrigation par rapport aux pluies sur le bassin du Mississippi représente entre 1,5 et 2,5% selon les différentes estimations de ces deux composantes difficiles à mesurer sur une telle superficie.

3.4 Synthèse du chapitre

L'objectif de notre étude est de modéliser l'irrigation sur l'ensemble du globe afin de savoir quels peuvent être ses effets sur le bilan hydrologique. Pour cela, nous avons besoin de tester la capacité du modèle à simuler ce bilan et notamment le débit des fleuves où l'eau d'irrigation est prélevée dans le modèle ainsi que l'humidité des sols à laquelle cette eau est ajoutée. La comparaison avec des données de terrain pour valider le modèle est faite sur le bassin du Mississippi où de nombreuses données sont disponibles comme l'humidité des sols en Illinois. La haute résolution de forçage atmosphérique sur les États-Unis pour notre modèle nous permet de comparer nos résultats avec les observations de stations avec un peu plus de confiance par rapport à des résultats obtenus à des résolutions plus grossières. L'intérêt du bassin du Mississippi pour l'étude de la modélisation de l'irrigation par un modèle de surface réside dans son contraste hydrologique naturel Est/Ouest. Par conséquent, les régimes hydrologiques fluviaux résultants seront divers sur le bassin. On pourra alors tester les capacités du module de routage de SECHIBA à représenter les débits d'un même bassin dans des conditions hydroclimatiques contrastées. Par l'intermédiaire de nombreuses stations de mesure disponibles sur le bassin, les résultats de la simulation en débits seront directement évalués.

Nous testons dans le chapitre suivant la modélisation de l'humidité des sols par SECHIBA en comparant les résultats sur l'Illinois à des observations de terrain. Une étude de sensibilité des paramètres de végétation sur la variation de l'humidité des sols y est notamment effectuée.

Chapitre 4

Simulation de l'humidité du sol à haute résolution

4.1 Introduction du chapitre

Ce chapitre est constitué d'un article rédigé en anglais qui sera soumis à HESS (Hydrology and Earth System Sciences). Dans ce chapitre, l'article est précédé d'une introduction en français et suivi d'une conclusion également rédigée en français.

L'humidité du sol est une composante essentielle du cycle de l'eau du fait de son impact sur la détermination de la répartition entre les flux de chaleur sensible et latente. De plus, la disponibilité en eau du sol conditionne directement la transpiration du couvert végétal. C'est d'ailleurs cette relation qui sera mise en évidence avec SECHIBA dans cette étude. Enfin, le ruissellement de surface est affecté par la quantité d'eau dans les sols. La principale hypothèse du module hydrologique de Choisonel type "Bucket" repose sur cette relation humidité du sol et écoulement : ce dernier est produit uniquement lorsque la capacité au champ du sol est atteinte.

Lors de la thèse de Ngo-Duc (2006), une comparaison de l'humidité du sol sur l'Illinois a été faite entre SECHIBA, forcé par quatre forçages différents dont NCC (NCEP/NCAR (National Center for Atmospheric Research) Corrected by CRU (Climatic Research Unit), <http://thanh.ngoduc.free.fr/wiki/index.php/Main/NCCDataset>), et les observations sur la période 1987-1988. Des quatre simulations, aucune ne reproduit correctement la saisonnalité en humidité des sols. Pour expliquer cela, les hypothèses comme la faible résolution des modèles pour représenter des processus à petite échelle, la faible capacité maximale en contenu en eau dans SECHIBA, ou encore la simplicité du modèle de Choisonel ont été avancées. Dans mon étude, j'ai choisi de garder le même module hydrologique pour effectuer ce même travail de comparaison. Cependant, SECHIBA est à présent forcé par des données atmosphériques à hautes résolutions, spécialement construites sur les U.S.A.. Ainsi, la résolution de SECHIBA s'adaptant à celle du forçage NLDAS au huitième de degré, nous pouvons comparer avec plus de confiance les résultats de simulation du modèle forcé à haute résolution à des observations de stations. La surface de la maille du modèle passe alors d'environ de 10000 km^2 à 150 km^2 quand on compare une résolution habituellement utilisée au LMD en "offline" à celle de NLDAS. Cette dernière valeur est sûrement encore insuffisante pour une comparaison modèle-données in-situ mais une telle résolution est néanmoins considérée comme fine de nos jours dans la communauté du climat. De plus, le principal résultat de mon étude est de montrer que le fait

d'adapter les paramètres de végétations du modèle dans le but de se rapprocher au mieux des conditions expérimentales réduit grandement les erreurs entre les résultats de SECHIBA et les observations. Ensuite, l'incertitude sur les données atmosphériques comme les précipitations et leur impact sur l'humidité du sol sera abordée. Hollinger et al. (1994) donne une description complète des 19 stations ICN (Illinois Climate Network) recueillant les observations climatiques sur l'Illinois et seront utilisées dans mon étude. Le climat de l'Illinois est typiquement continental avec des hivers froids (-2.2°C en moyenne) et des étés chauds (23°C en moyenne) et présente des précipitations très contrastées nord/sud : 1220 mm.an^{-1} en moyenne au sud et 813 mm.an^{-1} au nord. En revanche la distribution de la neige (exprimée ici en épaisseur) est plus conséquente au nord (914 mm.an^{-1}) qu'au sud (moins de 254 mm.an^{-1}). Mai et juin sont typiquement les mois les plus pluvieux ; janvier et février les plus secs. Ainsi, l'humidité des sols doit être très sensible à cette variabilité de précipitations sur l'Illinois. Enfin, les incertitudes portant sur les observations d'humidité du sol seront aussi discutées.

4.2 Article

Soil moisture simulated with SECHIBA forced by NLDAS over the state of Illinois: comparison with measurements

M. GUIMBERTEAU¹, K. LAVAL¹, A. PERRIER² and J. POLCHER¹

¹ Laboratoire de Météorologie Dynamique, CNRS, Paris, France

² AgroParisTech, UFR Physique de l'Environnement, Paris, France

The purpose of this study is to test the ability of the Land Surface Model SECHIBA to compute water budget and particularly to simulate soil moisture. The model was forced by NLDAS data set at eighth degree resolution over the time period 1997-1999. SECHIBA gives satisfying results in term of evapotranspiration and runoff over U.S.A. compared with four other land surface models, all forced by NLDAS data set for a common time period. Then we have compared the simulated soil moisture to the Global Soil Moisture Database across Illinois. With default values of vegetation parameters, the model overestimates soil moisture, particularly during summer. Sensitivity tests of the model to the change of vegetation parameters have been performed and they showed that the roots extraction parameter has the most important impact on soil moisture. The others parameters as LAI, height or soil resistance have a minor impact. New computations of vegetation transpiration, evaporation of water intercepted by the cover and bare soil evaporation under vegetation induce more total evapotranspiration and consequently a simulated soil moisture closer to the observations. Uncertainty in forcing precipitations to simulate a realistic soil moisture is addressed. It is shown that soil moisture observations can be rather different because of the uncertainty in field capacity measurement. Our results are very close to the observations when we reduce this bias. Excepted for one station, the monthly mean correlation is around 0.9 between observations and simulation.

Keywords: NLDAS, soil moisture, SECHIBA, SWI

4.2.1 Introduction

Soil moisture is a crucial component of the water cycle. It strongly influences the partition of surface fluxes between latent and sensible heat. It impacts on evapotranspiration and consequently on the turbulent fluxes into the boundary layer and also on surface runoff. D'Odorico and Porporato (2004) showed a dependence between summer precipitations and antecedent soil

moisture conditions. Findell and Eltahir (1997) have found a correlation between an initial state of soil moisture at saturation and rainfall during summer studying observed data from Illinois. In climate simulations using land surface model (LSM) coupled to Global Circulation Model (GCM), the capture of the variation of soil moisture state during the year is important in order to have realistic feedback between continental surface and atmosphere. Much works have focused on the sensitivity of LSMs fluxes to soil moisture (Dirmeyer et al., 2000). The aim of this paper is to give an overview of the validity of three water cycle components simulated by the LSM SECHIBA at different spatial scales: total evaporation, total runoff and soil moisture. We compare SECHIBA evaporation and total runoff outputs to four other LSMs over U.S.A., all forced by the same atmospheric forcing data set, NLDAS (Cosgrove et al., 2003), at $(1/8)^{th}$ degree resolution. Soil moisture simulated by SECHIBA, forced by NLDAS, is studied in more details over the state of Illinois comparing with in-situ observations. Robock et al. (2000) contributed to merge into a database up to 15 years in-situ recordings of soil moisture over more than 600 stations of many countries (such as Russia, China, Mongolia, India and U.S.A.). Consequently, it allows comparison between soil moisture observations and land surface model outputs. We test in this study the ability of the LSM SECHIBA to simulate monthly variation of soil moisture over the time period 1997-1999. The role of some parameters on soil moisture seasonality is highlighted through series of simulation.

4.2.2 Measurements of soil moisture across Illinois. The Soil Wetness Index.

The measurements of soil moisture content used for the comparison with our LSM outputs were performed across the state of Illinois (U.S.A.) with neutron probes at eight grass-covered sites in 1981. Then seven sites were added in 1982, two more in 1986 and finally, since 1992, nineteen Illinois Climate Network (ICN) stations (see Table 4.5 in appendix A) have collected data especially soil moisture and precipitations. Soil moisture measurements were established on eighteen grass-covered stations and one on bare soil over the time period 1981-2004. They were taken within 11 soil layers to a depth of two meters; the first in the top 0.1m of the profile, then every 0.2m from a depth of 0.1m through 1.9m, and the last in the layer between 1.9m and 2.0m. Each site was visited twice each month: the week of the 15th and the week of the last day of the month during March through September, and once each month during the last week of October through February (Hollinger and Isard, 1994).

The Soil Wetness Index (SWI) is used to describe the state of soil moisture. It is useful to compare soil moisture between LSMs outputs (Dirmeyer et al., 2000) but also between in-situ observations (Saleem and Salvucci, 2002). In this paper, soil moisture from SECHIBA outputs and observations data are compared through this index. SWI gives a simple representation of the water stress for the vegetation and indicates the actual available soil water for plants at each time: it ranges between 0 (lower this value, no more soil water can be extracted by the roots) to 1 (upper this value, no more water can be retained by the soil). Its expression is given by the following equation:

$$SWI = \frac{W - W_{wilt}}{W_{fc} - W_{wilt}} \quad (4.1)$$

where W ($kg.m^{-2}$) is the actual equivalent water depth stored in the soil, W_{wilt} ($kg.m^{-2}$) the equivalent water depth at the wilting point of the soil (determined by the soil and the

vegetation properties) and W_{fc} ($kg.m^{-2}$) the field capacity (based on soil texture alone) which represents the retained water in a natural soil after gravitation action.

4.2.3 Brief description of the forcing and the LSM used

NLDAS forcing data set

In order to give atmospheric informations of the precise study time period to the model, an atmospheric forcing data set called NLDAS (North American Land Data Assimilation System, Cosgrove et al., 2003) is used. It covers all the United States and a part of Canada and Mexico (Cosgrove et al., 2003). It has a time resolution of hourly time-step and a spatial resolution of $(1/8)^{th}$ degree latitude-longitude which is quite high compared to the current forcing resolution for LSMs around half degree. This high resolution is useful to study land surface processes at regional scales with better confidence.

NLDAS data set is a combination of EDAS (Eta Data Assimilation System) models outputs, observation-based precipitations and shortwave radiation data. Precipitations forcing was built with Stage II hourly Doppler Radar and River Forecast Center gauge data (Baldwin and Mitchell, 1997), Climate Prediction Center daily gauge data (Higgins et al., 2000) and reprocessed daily gauge data. Observed shortwave values are derived from Geostationary Operational Environmental Satellite radiation data processed at the University of Maryland and at the National Environmental Satellite data and Information Service (Pinker et al., 2003). The nine primary forcing fields of the forcing used for this study are summed up in Table 4.1.

Name	Description	Units
T_{air}	two meters air temperature	K
Q_{air}	two meters air specific humidity	$kg.kg^{-1}$
Wind_N	ten meters wind speed (u component)	$m.s^{-1}$
Wind_E	ten meters wind speed (v component)	$m.s^{-1}$
P_{surf}	surface pressure	Pa
SW_{down}	surface downward short wave flux	$W.m^{-2}$
LW_{down}	surface downward long wave flux	$W.m^{-2}$
Rainf	rainfall rate	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
Snowf	snowfall rate	$kg.m^{-2}.s^{-1}$

Table 4.1: LIST OF ATMOSPHERIC FORCING VARIABLES IN NLDAS USED FOR THIS STUDY.

Precipitation is one of the most important variables due to its strong impact on soil water budget and consequently on soil moisture content seasonality. In NLDAS, precipitation data comes from a combination of model outputs and observations. Therefore, differences can be found with in-situ data results which can be important for regional scale simulations. Luo et al. (2003) showed subtle differences in precipitations between a local forcing (Mesonet station at Buffalo, Oklahoma) and NLDAS for the time period 1 June 1998-6 July 1998. They impact on soil moisture only on short timescales and over a long time period, they are not significantly different. NLDAS precipitations are evaluated over Illinois against in-situ observations from ICN stations, during the time period 1997-1999. Figure 4.1 shows a systematic overestimation of NLDAS precipitation during this time period and the highest overestimation occurs during summer where monthly mean relative difference is about 18%. In a first time, NLDAS precipitation is used as input for SECHIBA because of its quite satisfying

global mean (monthly mean relative difference with in-situ observations is about 12%) and seasonality (linear correlation is about 0.97) over the mean time period. However, in section 4.2.4, we will show the expected improvement of simulated water budget, particularly during summer, when we use in-situ precipitations for SECHIBA simulation.

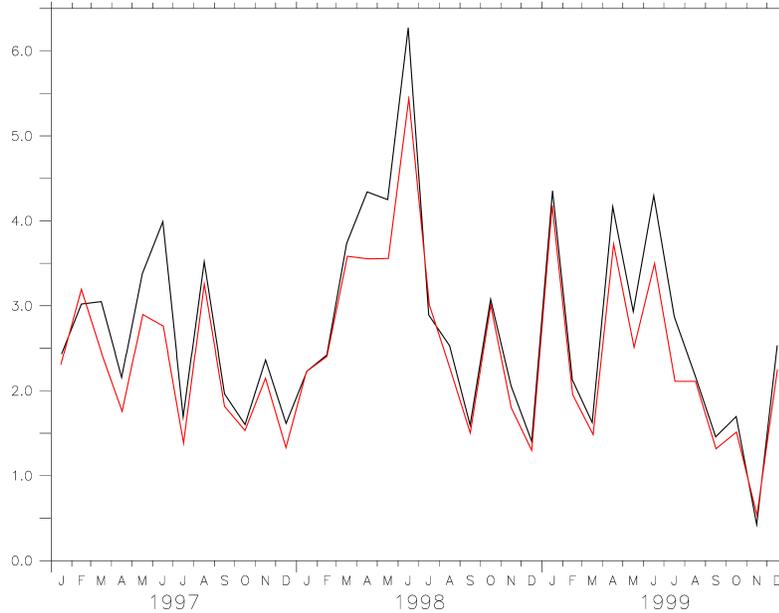


Figure 4.1: MONTHLY MEAN PRECIPITATIONS ($mm.d^{-1}$) AVERAGED OVER ALL THE STATIONS, FOR THE TIME PERIOD 1997-1999, FROM IN-SITU OBSERVATIONS (RED) AND NLDAS FORCING (BLACK).

The LSM SECHIBA

SECHIBA (Schématisation des EChanges Hydriques à l'Interface Biosphère-Atmosphère) is a LSM of the Pierre Simon Laplace Institute (IPSL), used and developed in the Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) at Jussieu (France). For this study, it is used to simulate the hydrological exchanges between soil, vegetation and atmosphere (Ducoudré et al., 1993). Equations governing the exchanges in water between soil and vegetation are computed at a time-step $\Delta t = 30min$ in the model. They are explicited in subsection “Evapotranspiration and root extraction”. In this section, we will detail the representation of the vegetation in SECHIBA, then its hydrological model, the computation of evapotranspiration and finally the root extraction of soil water represented in SECHIBA.

Vegetation and LAI

In each grid-cell, up to thirteen Plant Functional Types (PFTs) can be represented simultaneously, prescribed by a vegetation map (International Geosphere Biosphere Programme (IGBP), Belward et al., 1999) where each fraction of vegetation in the pixel (f_v^{max}) is defined. This fraction is modulated by the Leaf Area Index (LAI) growth, specific for each vegetation v represented in the model, which gives the fraction of vegetation f_v :

$$f_v = f_v^{max} . \min(2.LAI_v, 1) \quad (4.2)$$

The fraction of bare soil ($v = 1$) increases linearly as much as the decrease of the other fractions of vegetation ($2 \leq v \leq 13$) for a LAI lower than 0.5:

$$f_1 = f_1^{max} + \sum_{v=2}^{13} (f_v^{max} - f_v) \quad (4.3)$$

The LAI seasonality can depend on a LAI map (not used in this study) but also on the variation of soil temperature at 50cm depth as given by equations 4.4 and 4.5. We choose this value in order to have a smoothed LAI seasonality during the year. Each PFT has a minimal and maximal value of LAI (LAI_v^{min}, LAI_v^{max}) and its LAI growth is bounded by a minimal and maximal values of soil temperature (respectively $T_{soil_v}^{min}$ and $T_{soil_v}^{max}$ in °K (equations 4.6 and 4.7)). These values are different according to the PFT considered (Guimberteau, 2006). This parametrization has been already used in the model to have a better seasonality of LAI for irrigation simulation with SECHIBA.

$$LAI = LAI_v^{min} + f(T_{soil_v}) \cdot (LAI_v^{max} - LAI_v^{min}) \quad (4.4)$$

where

$$f(T_{soil_v}) = \left[1 - \left(\frac{T_{soil_v}^{max} - T_{soil_v}}{T_{soil_v}^{max} - T_{soil_v}^{min}} \right)^2 \right] \quad (4.5)$$

$$\text{If } T_{soil_v} > T_{soil_v}^{max}, f(T_{soil_v}) = 1 \text{ and } LAI_v = LAI_v^{max} \quad (4.6)$$

$$\text{If } T_{soil_v} < T_{soil_v}^{min}, f(T_{soil_v}) = 0 \text{ and } LAI_v = LAI_v^{min} \quad (4.7)$$

Furthermore, in addition to the LAI, each PFT is defined by six parameters: height h_v (m), root extraction coefficient c_v (m^{-1}), structural resistance r_{s_v} ($s.m^{-1}$), canopy resistance (or stomata's) coefficient r_{sto_v} , and albedo for visible (α_{vis_v}) and near infrared (α_{ir_v}).

Soil hydrology

The hydrological model of Choisel is used in SECHIBA (Ducoudré et al., 1993) for this study. The soil column is represented by two moisture layers, a superficial one and a deep one (Fig.4.2). The total soil depth is $h_{tot} = 2m$. The first layer has a thickness smaller than the lowest one and its height varies because it interacts strongly with the atmosphere. Consequently, the soil moisture of the superficial layer is directly controlled by the moisture convergence given the following equation:

$$\frac{d}{dt} q_{upper} = P - E - D \quad (4.8)$$

where q_{upper} ($kg.m^{-2}$) is the amount of water contained in the upper reservoir, $P = Rainf + Snowf$ ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) is the precipitation coming from NLDAS forcing data set, E ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) the total evaporation (that is to say the sum of water loss through bare soil evaporation, evaporation of water intercepted by the vegetation, transpiration of the cover and sublimation), and D ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) the drainage between the two soil layers.

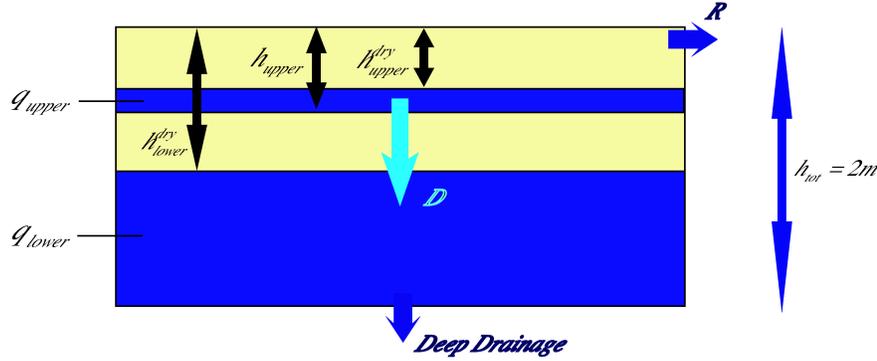


Figure 4.2: SCHEME OF THE SOIL WITH CHOISNEL HYDROLOGY IN SECHIBA. q_{upper} and q_{lower} (both in $kg.m^{-2}$) are respectively the amount of water contained in the upper and lower reservoir, h_{lower}^{dry} and h_{upper}^{dry} (both in m) the depths of dry soil layers respectively over the deep and the superficial soil reservoir, h_{upper} (m) the height of the superficial reservoir, R is runoff at the surface and D ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) the drainage between the two soil layers.

This hydrological scheme is described in detailed in Ducoudré et al. (1993) and D’Orgeval (2006). We note that fluxes and consequently hydrological budget are computed for each PFT and then averaged over the pixel. In the numerical experiment, precipitation from NLDAS goes into the superficial layer (if it exists) and evapotranspiration is computed (equations are described in subsection “Evapotranspiration and root extraction”). The water content and depths of the two soil layers are then updated. With this bucket model, we assume that surface runoff and deep drainage are produced only when soil reaches field capacity (when $q_{upper} + q_{lower} > q_{tot}$ where q_{tot} ($kg.m^{-2}$) is the maximum amount of water that vegetation can extract from the soil). In the model, the total water excess is prescribed as: 95% in deep drainage ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) and 5% in surface runoff R ($kg.m^{-2}.s^{-1}$). The simulated SWI can be computed from the weighted average of the composite amount of water into each PFT reservoir according to the following equation:

$$SWI_{ORCH} = \frac{q_{upper} + q_{lower}}{q_{tot}} \quad (4.9)$$

q_{tot} is obtained by integrating the maximal soil water amount per unit of soil volume ($w_{max} = 150 kg.m^{-3}$) according to the following equation :

$$q_{tot} = h_{tot}.w_{max} \quad (4.10)$$

Evapotranspiration and root extraction

Evapotranspiration

At each time-step and for each PFT, the latent heat flux results from: evaporation of water intercepted by the cover, I_v ($kg.m^{-2}.s^{-1}$), transpiration from not wetted fraction of the surface of vegetation, T_v ($kg.m^{-2}.s^{-1}$), bare soil evaporation, E_1 ($kg.m^{-2}.s^{-1}$), and sublimation of snow (not detailed here).

In the initial version of SECHIBA (version HEAD 2007-2008), evaporation of water intercepted by the cover is computed only on the wet fraction $\frac{q'_v}{q_v^{max}}$ (where $q'_v = f_v.P.\Delta t$ ($kg.m^{-2}$) is the amount of water (precipitation P) received by the leaf and $q_v^{max} = f_v.LAI_v.0.1$ ($kg.m^{-2}$) the maximal amount of intercepted water). I_v is given by the following equation:

$$I_v = \min \left[q_v, f_v \cdot \frac{q'_v}{q_v^{max}} \cdot \frac{1}{1 + \frac{r_{sv}}{r_a}} \cdot E_{pot} \right] = \min [q_v, I_v^{max}] \quad (4.11)$$

where $q_v = f_v.P$ ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) is the flux of water intercepted by the cover, r_a ($s.m^{-1}$) the aerodynamic resistance, E_{pot} ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) the potential evaporation and I_v^{max} ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) the maximal evaporation of water intercepted by the cover.

We can compute transpiration of the cover by two ways. In the first approach, it is computed on the not wetted fraction of the leaves surfaces of the cover $\left(1 - \frac{q'_v}{q_v^{max}}\right)$, according to the following equation:

$$T_v^{old} = f_v \cdot \left(1 - \frac{q'_v}{q_v^{max}}\right) \cdot \left(\frac{1}{1 + \frac{r_{sv} + r_{stov}}{r_a}}\right) \cdot U_{sv} \cdot E_{pot} \quad (4.12)$$

where U_{sv} is the root extraction potential (De Rosnay and Polcher, 1998) which reproduces the ability of roots to extract water (detailed next).

In the second approach, transpiration of the cover is constant as long as the sum of transpiration and evaporation of intercepted water is lower than potential evaporation.

Bare soil evaporation is last computed and given by the following equation:

$$E_1^{old} = f_1 \cdot \frac{1}{1 + \frac{r_1}{r_a}} \cdot U_{s1} \cdot E_{pot} \quad (4.13)$$

where r_1 ($s.m^{-1}$) is the resistance to bare soil evaporation given by the following equation:

$$r_1 = h_{upper1}^{dry} \cdot r_{soil} \quad (4.14)$$

where r_{soil} ($s.m^{-1}$) is the resistance per dry soil meter; initially, we put it equal to $33000 s.m^{-2}$ as introduced by Ducoudré et al. (1993). The soil resistance is proportional to the relative dryness of the upper soil layer h_{upper1}^{dry} (m).

According to Boone et al. (2004), when the evaporation of SECHIBA is compared with other models, it appears that it is underestimated and especially bare soil evaporation component. Therefore, a new parametrization was implemented by D'Orgeval (2006) in the computation of water fluxes between soil, vegetation and atmosphere. The evaporation of water intercepted by the cover is now computed over the total surface of the leaf. In a first approximation, each time the potential flux is not satisfied by evaporation of intercepted water, the transpiration of the vegetation takes over (equation 4.15). By this way, the sum of the evaporation of water intercepted and of the cover transpiration reaches faster the potential than the previous parametrization enhancing total evaporation.

$$T_v = \min \left[(I_v^{max} - I_v), f_v \cdot \frac{1}{1 + \frac{r_{sv} + r_{stov}}{r_a}} \cdot U_{sv} \cdot E_{pot} \right] \quad (4.15)$$

Furthermore, the bare soil evaporation is computed more realistically because a sub-fraction of bare soil uncovered by the vegetation f_v^1 (equation 4.16) is estimated by an extinction coefficient e :

$$f_v^1 = \exp(-e \cdot LAI_v) \quad (4.16)$$

This sub-fraction will decrease with the increase of the LAI typically in summer and with high value of e this effect will be enhanced. Also, it enables the evaporation of the bare soil under vegetation. We put at 0.5 the value of this parameter. Finally, a new fraction is defined f_1' (equation 4.17) where bare soil evaporation is computed (equation 4.18).

$$f_1' = \sum_{v=1}^{13} f_v^1 \cdot f_v \quad (4.17)$$

$$E_1 = \min \left[f_1' \cdot E_1^{old}, E_{pot} - \sum_{v=2}^{13} (I_v + T_v) \right] \quad (4.18)$$

Root extraction of soil water

Transpiration of the cover is governed by the ability of the roots to extract water from the soil (Desborough, 1997). We represent this phenomenon by the term U_{sv} in evapotranspiration equations (De Rosnay and Polcher, 1998). It decreases exponentially when dry soil depth increases in order to represent the potential of water extraction by the roots more or less significant according to the dry soil depth (Fig.4.3 and equations 4.19 through 4.21). When it rains, the superficial layer of the soil can be saturated and no dry soil layer is present: $h_{upper_v}^{dry} = 0m$ and $U_{sv} = 1$. The evapotranspiration is consequently maximal (at the potential value weighted by a term of resistance) and the roots are more efficient in extracting water for transpiration. On the contrary, under dry conditions, the layer of dry soil $h_{upper_v}^{dry}$ is formed and increases while U_{sv} decreases exponentially approaching 0. The model simulates the difficulty for the roots to extract water all the more their density is low. In order to simulate the diversity in intensity to extract water according to the PFT, different values of the parameter c_v have been attributed for each one (Fig.4.3). Therefore, we compute a water extraction potential of roots U_{sv} for each PFT and for each soil layer. Two cases can be distinguished:

1. if the superficial reservoir of the soil does not exist, there is only one root extraction potential (equation 4.20)
2. if the superficial reservoir of the soil is present, we distinguish one root extraction potential for each reservoir (equations 4.20 and 4.21) but we take the maximum of both (equation 4.19).

$$U_{sv} = \max \left(U_{sv}^{lower}, U_{sv}^{upper} \right) \quad (4.19)$$

where

$$U_{s_v}^{lower} = \exp\left(-c_v \cdot h_{tot} \cdot \frac{h_{lower_v}^{dry}}{h_{tot}}\right) \quad (4.20)$$

and

$$U_{s_v}^{upper} = \exp\left(-c_v \cdot h_{tot} \cdot \frac{h_{upper_v}^{dry}}{h_{upper_v}}\right) \quad (4.21)$$

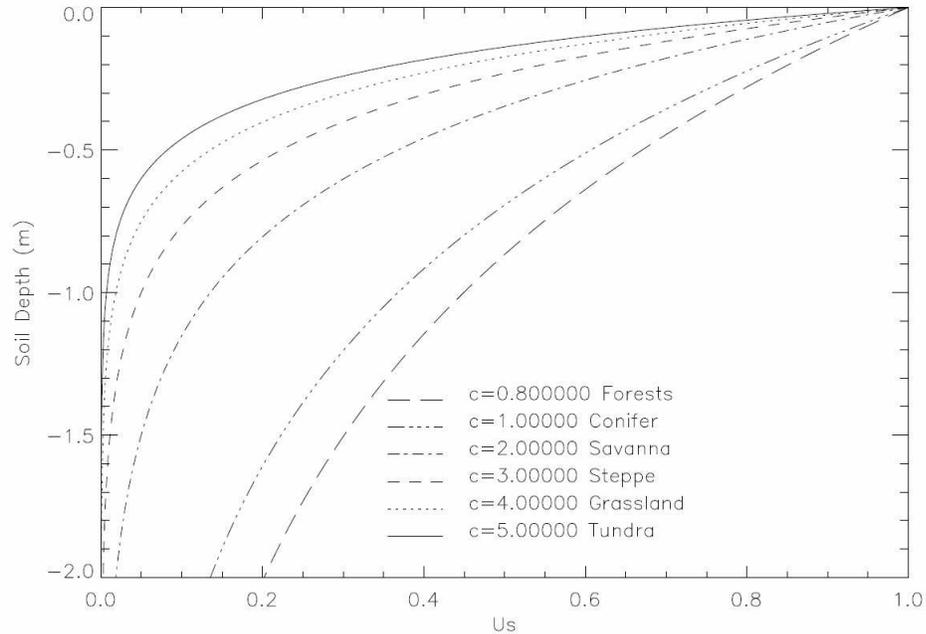


Figure 4.3: WATER UPTAKE FUNCTION, U_{s_v} , FOR EACH CANOPY IN SECHIBA (DE ROSNAY AND POLCHER, 1998). Profiles depend on dry soil depth and on the value of the constant c_v .

4.2.4 Results and discussion

We test the ability of the model SECHIBA to compute the water budget realistically at two different spatial scales. In the first subsection, we study the total evaporation and runoff simulated by our model over the United States with NLDAS forcing data comparing to other models results for a common time period. We will show that the results are quite satisfying over a large part of the US. The question of knowing if the simple model SECHIBA is able to resolve the soil water balance at finer scale is also interesting. The database of soil moisture measurements over Illinois and the high resolution NLDAS forcing data set allow us to compare, in the second subsection, soil moisture content between SECHIBA outputs and in-situ observations over the state. Tests of sensitivity of vegetation parameters and of the two different computations of evapotranspiration in the model are performed. The uncertainties in climatic data set such as precipitations and in soil moisture measurements are also considered on their influence on the results.

Comparison of mean annual evapotranspiration simulated by SECHIBA and four LSMs over U.S.A.

The annual mean evapotranspiration (from initial computation in the model) and runoff rates, simulated by SECHIBA, are depicted in Figures 4.4 and 4.5. For comparison, we show for the two variables the results obtained with four LSMs: NOAH, VIC, MOSAIC and SAC during the numerical experiments performed in Mitchell et al. (2004). The simulations by these five models have been performed for the mean time period 1st October 1997 to 30 September 1999 over the United States with the same forcing NLDAS.

All the models simulate the strong contrast between dried western region, where annual evapotranspiration is generally less than 400 mm.y^{-1} and runoff less than 100 mm.y^{-1} . Annual evapotranspiration rate and runoff are able to reach respectively 800 mm.y^{-1} and 400 mm.y^{-1} and more over the humid eastern US but patterns are quite different between models: differences in evaporation rate between VIC model and SAC or MOSAIC are of 100%. SECHIBA simulates an evaporation similar to NOAH, the values being often between 600 mm.y^{-1} and 800 mm.y^{-1} for these two particular models. Runoff simulated by SECHIBA is included between MOSAIC and NOAH over the north of the eastern US but is the highest of the models over the south part. In fact, it is greater than 500 mm.y^{-1} whereas runoff simulated by VIC, which gives the highest runoff between the four american LSMs, never exceeds 500 mm.y^{-1} . The apparent overestimation in runoff by SECHIBA can be explained by the fact that the hydrological module used in the model simulates runoff as long as the soil is saturated. In this region of US, the rate of precipitation coming from the gulf of Mexico is very high (more than 1000 mm.y^{-1} for NLDAS forcing and for the studied time period) and consequently saturates the soil for a long time, giving a high runoff. We note the same phenomenon over the extreme west part of the western US.

To establish the validity of the results, Mitchell et al. (2004) have used observed streamflow and annual discharges from 1145 basins and converted (using the basin area) to area-average mean annual runoff. They showed that NOAH mean annual runoff was in good agreement with runoff data over southern and northern part of eastern US. Consequently, evaporation rate simulated by NOAH is satisfying whereas VIC underestimates evaporation rate (and overestimates runoff), contrary to MOSAIC and SAC which overestimate it. The fact that, over this region, with SECHIBA, the evaporation rate distribution is similar to NOAH results is rather encouraging. Considering more precisely the southeastern US region, we notice however that the evaporation rates simulated with SECHIBA are larger than with NOAH along the coast. This might be an improvement: actually, the study conducted by Mitchell et al. (2004) seems to show an overestimation of annual runoff and consequently an underestimation of evaporation rate. There is also this difference between NOAH and SECHIBA results over some parts of northeast US, although SECHIBA remains more similar to NOAH than to the three other models. Moreover, according to Mitchell et al. (2004), NOAH and VIC overestimate the runoff rate over the state of Illinois (excepted for extreme northeast), the values being between 400 and 500 mm.y^{-1} , whereas MOSAIC and SAC underestimate Illinois runoff (between 100 and 200 mm.y^{-1}). It is quite satisfying that SECHIBA gives an intermediate runoff of about $300\text{-}400 \text{ mm.y}^{-1}$ compared to the other models.

Orders of magnitude of evaporation and runoff simulated by SECHIBA seems to be satisfactory over United States and particularly in Illinois. In order to evaluate soil moisture, we zoom over this state where many observations have been performed.

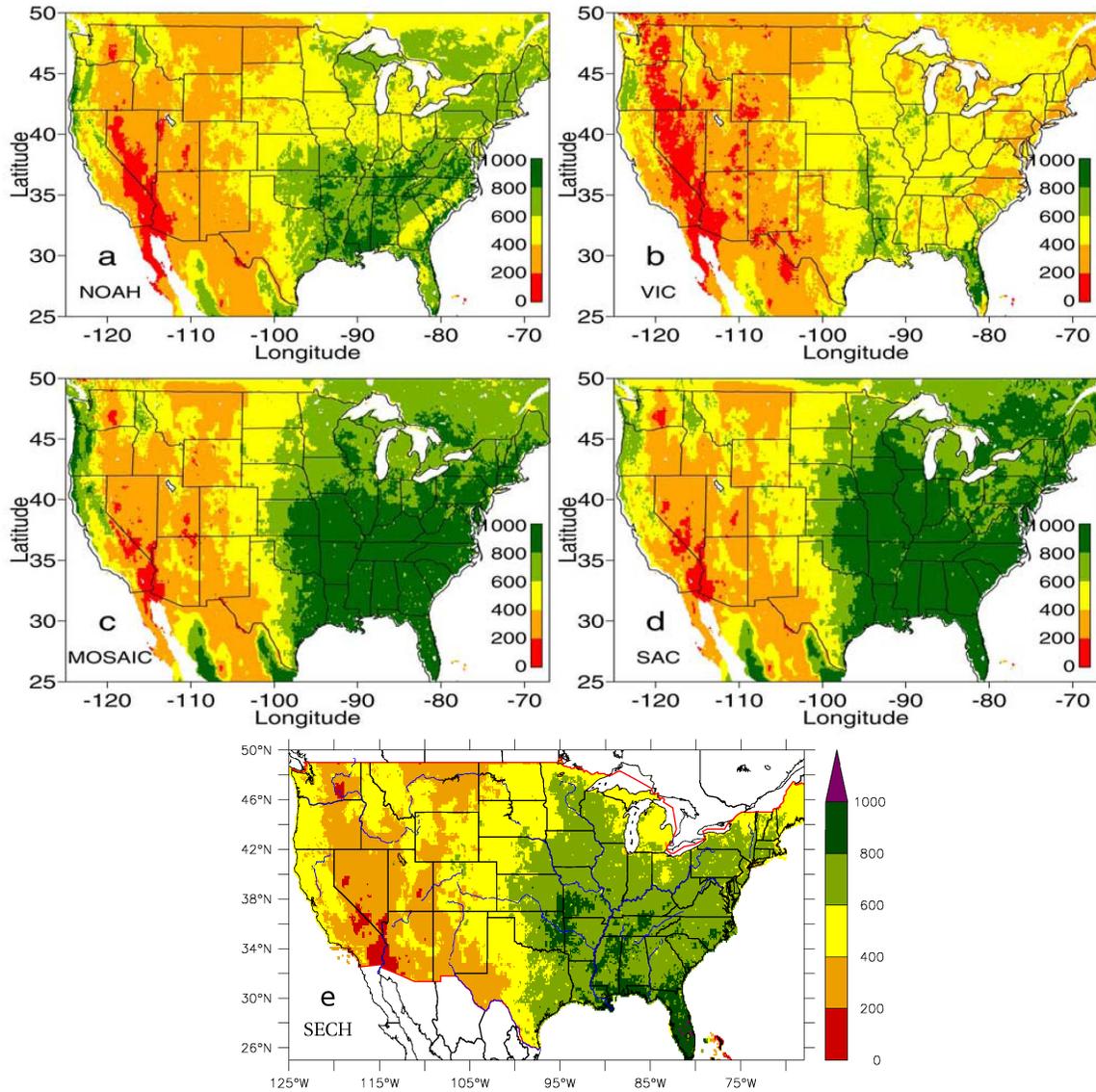


Figure 4.4: ANNUAL MEAN EVAPORATION ($mm.y^{-1}$) OVER THE UNITED STATES, FOR THE MEAN TIME PERIOD 1ST OCTOBER 1997-30 SEPTEMBER 1999, FROM (A) NOAH, (B) VIC, (C) MOSAIC (D) SAC AND (E) SECHIBA. All the models have been forced by NLDAS. The first four maps were taken from Mitchell et al. (2004).

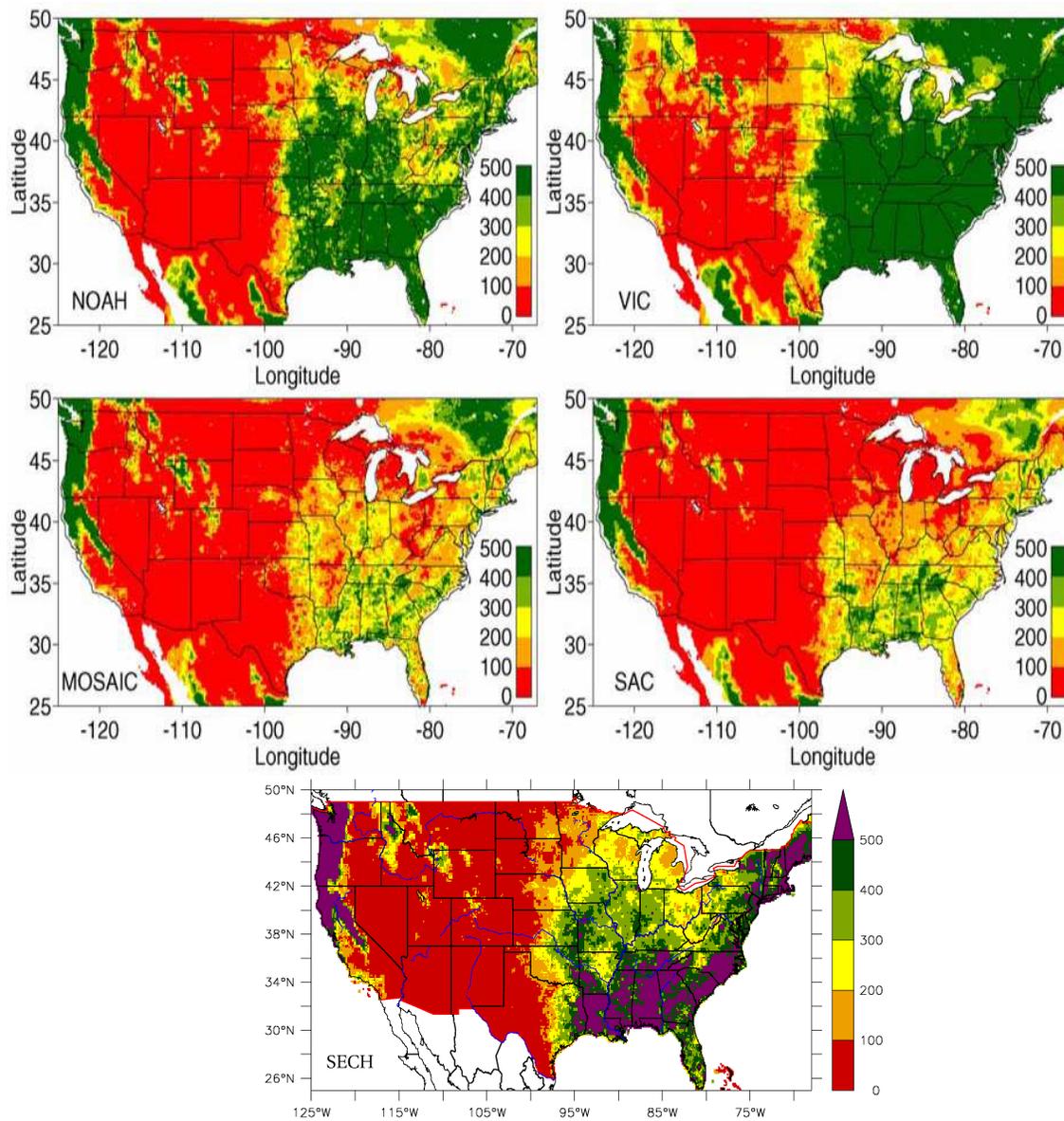


Figure 4.5: SAME AS FIG.4.4 BUT FOR ANNUAL MEAN TOTAL RUNOFF ($mm.y^{-1}$). The first four maps were taken from Lohmann et al. (2004).

Regional comparison of soil moisture between SECHIBA outputs and in-situ observations over Illinois

In this paper, soil moisture simulations with SECHIBA are evaluated against in-situ observations. Gradual changes of parameters of the model (concerning the vegetation and the soil) have been performed in order to be closely related to the experimental conditions and we determine with these new values if SECHIBA simulates more realistically the seasonal variation of observed SWI. All measurements were performed on grass cover so we try gradually to parametrize SECHIBA vegetation close to a grass cover. The Table 4.2 summarizes all the first five steps that lead to typical grass cover.

Simulations	$T_{\text{soil}_v}^{\text{min}}/T_{\text{soil}_v}^{\text{max}}$ (K)	$\text{LAI}_v^{\text{min}}/\text{LAI}_v^{\text{max}}$	h (m)	c_v (m^{-1})	r_{soil} ($\text{s}\cdot\text{m}^{-2}$)
SECH1	273.15/293.15	0/2	1.0	4.0	33000
SECH2	280.15/288.15	0/3.5	1.0	4.0	33000
SECH3	280.15/288.15	0/3.5	1.0	1.0	33000
SECH4	280.15/288.15	0/3.5	1.0	1.0	330
SECH5	280.15/288.15	0/3.5	0.3	1.0	330

Table 4.2: LIST OF SIMULATIONS PERFORMED WITH VALUES OF VEGETATION AND SOIL PARAMETERS USED IN SECHIBA. Red color indicates the changed value of a parameter compared to the previous parametrization.

One measurement station is associated with the corresponding pixel of the model, according to the coordinate of the station (see Table 4.5 in appendix A) as in Figure 4.6. For our study, we need only one PFT on each pixel (grassland type) to have an uniform parametrization. However, Figure 4.6 (left) shows that few pixels are covered by grassland (pixels containing stations 9, 11 and 82). Moreover, less than 10% of their area is covered by this PFT. The prevailing type of vegetation over Illinois in the model is the PFT “ C_3 crops” type and eight pixels containing stations are covered at least by 90% of this vegetation (n°1, 5, 6, 8, 9, 13, 15 and 16) according to Figure 4.6 (right). So we will change gradually parameters of the “ C_3 crops” type over these pixels, through five simulations (Table 4.2), showing the effect of the parameter on soil moisture and to have at the end a grassland parametrization (corresponding to SECH5 simulation).

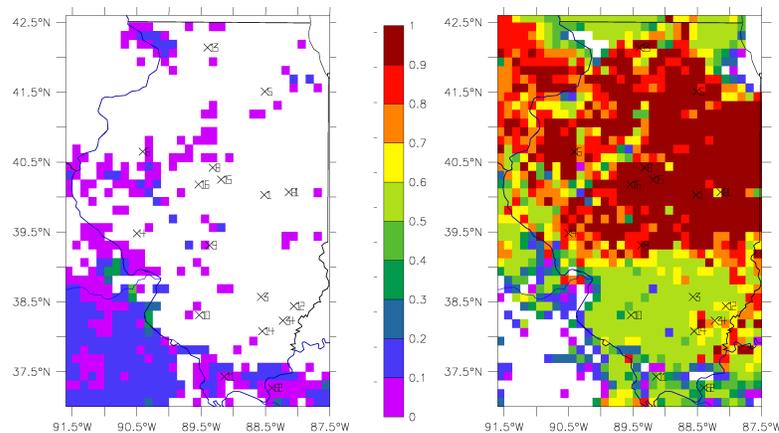


Figure 4.6: FRACTION OF “ C_3 GRASSLAND” COVER (LEFT) AND “ C_3 CROPS” COVER (RIGHT) ON EACH PIXEL ACROSS ILLINOIS PRESCRIBED BY THE VEGETATION MAP IN SECHIBA.

Figures 4.7 and 4.8 summarize respectively the monthly mean time period and interannual seasonalities of the simulated SWI, according to the different simulations SECH performed, averaged over the eight stations. Observed SWI computed from Robock's database is reported in red.

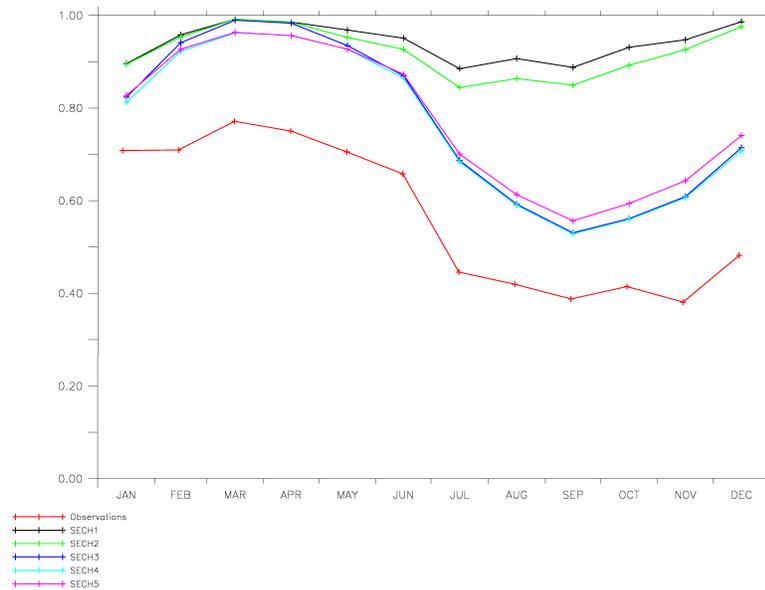


Figure 4.7: MONTHLY MEAN SWI AVERAGED OVER THE EIGHT SELECTED STATIONS, FOR THE MEAN TIME PERIOD 1997-1999, FROM OBSERVATIONS (RED) AND DIFFERENT SIMULATIONS PERFORMED (COLORS).

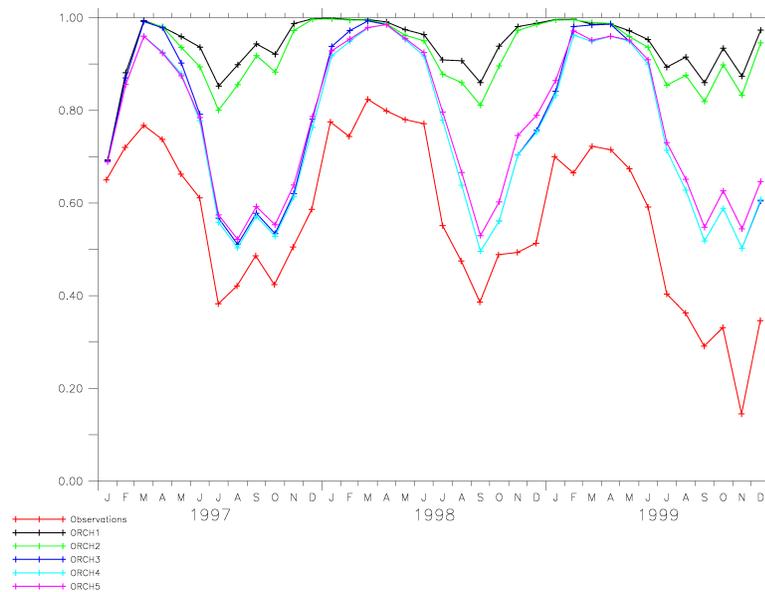


Figure 4.8: MONTHLY MEAN SWI AVERAGED OVER THE EIGHT SELECTED STATIONS, FOR THE TIME PERIOD 1997-1999, FROM OBSERVATIONS (RED) AND DIFFERENT SIMULATIONS PERFORMED (COLORS).

Transition from large scale parametrization to finer scale (SECH1)

Initially in SECH1, we use in SECHIBA the first computation of evaporation described in subsection “Evapotranspiration and root extraction” of section 4.2.3 and we do not change any parameters of vegetation. In other world, we have the same parametrization in SECHIBA than the one used for the previous study over the US. Figure 4.7 illustrates the fact that the model does not reproduce the soil moisture variation with the initial values of the vegetation parameters. The soil is almost saturated during the year even during summer months where a decrease of only 10% is simulated. However, we can already notice a higher variability during the second part of each year for simulation and observations (Fig.4.8). Over each of the eight pixels corresponding to the studied measurement stations, these remarks are confirmed (not shown). According to Table 4.3, observed variance ($29.1 \cdot 10^{-3}$) is largely higher than simulated variance ($3.77 \cdot 10^{-3}$) which indicates that SECHIBA does not capture well the amplitude of soil moisture variations. We enumerate possibilities which may explain difference between simulation and observations:

1. The vegetation prescribed to SECHIBA may be not appropriated here to give a correct evaporation over the pixels.
2. SECHIBA evaporation computation may underestimate the flux coming out from the soil. This has already been noticed by Boone et al. (2004). The new computation should give more evaporation as supposed in subsection “Evapotranspiration and root extraction” of section 4.2.3.
3. NLDAS climatic data set may present bias with the reality. For example, NLDAS precipitations can be too high (as demonstrated in section 4.2.3) overestimating water input in the soil and consequently soil moisture content. Instead of NLDAS, precipitations in-situ should be used to test it.
4. The uncertainty in soil moisture measurements can be evoked such as field capacity measurements.
5. Total runoff simulated by the model could be underestimated in this region. A comparison with data over a river basin should be performed.

We test all these hypothesis and for each one, we identify the main component which has a major impact on soil moisture in order to be more realistic and reduce the difference with observations results. First, we modify C_3 crops parameters in SECHIBA (LAI_v^{max} in SECH2, constant c_v in SECH3 and cover height in SECH5) and the soil resistance (in SECH4) to evaluate their impacts on soil moisture. Then, to be close to the experimental conditions, we prescribe grass cover over all the pixels of SECHIBA grid (SECH6). Next, the introduction of the new computation of the evaporation in SECHIBA, described in subsection “Evapotranspiration and root extraction” of section 4.2.3, is tested with SECH7 simulation. The uncertainty in climatic data such as precipitation, its impact on soil moisture (SECH8a) and the uncertainty in soil moisture measurements are analyzed too (SECH8b). Finally, total runoff simulated with SECH8b parametrization is compared with observations.

Simulations	$(\sigma_{QORCH})^2$	$(\sigma_{QOBS})^2$	$err(var)_{abs}$ ($err(var)_{rel}$)
SECH1	$3.77.10^{-3}$	$29.1.10^{-3}$	$-25.33.10^{-3}$ (-87)
SECH2	$5.23.10^{-3}$	$29.1.10^{-3}$	$-23.87.10^{-3}$ (-82)
SECH3	$31.1.10^{-3}$	$29.1.10^{-3}$	$+2.00.10^{-3}$ ($+7.0$)
SECH4	$28.8.10^{-3}$	$29.1.10^{-3}$	$-0.30.10^{-3}$ (-1.0)
SECH5	$25.2.10^{-3}$	$29.1.10^{-3}$	$-3.90.10^{-3}$ (-13)
SECH6	$31.7.10^{-3}$	$29.1.10^{-3}$	$+2.60.10^{-3}$ ($+3.1$)
SECH7	$37.4.10^{-3}$	$32.7.10^{-3}$	$+4.70.10^{-3}$ ($+14$)
SECH8a	$52.0.10^{-3}$	$32.7.10^{-3}$	$+19.30.10^{-3}$ ($+59$)
SECH8b	$52.0.10^{-3}$	$71.9.10^{-3*}$	$-19.90.10^{-3}$ (-28)

Table 4.3: MEAN VARIANCES $(\sigma_Q)^2$ OF SWI AVERAGED OVER EIGHT STATIONS FOR THE FIRST FIVE SIMULATIONS AND OVER ALL THE STATIONS FOR THE REST, FOR THE TIME PERIOD 1997-1999, FROM SIMULATIONS (SECH) AND OBSERVATIONS (OBS). Their absolute differences $(err(var)_{abs} = (\sigma_{QORCH})^2 - (\sigma_{QOBS})^2)$ are shown in the last column. The values in italic between brackets represent the relative error (%), $err(var)_{rel} = \frac{(\sigma_{QORCH})^2 - (\sigma_{QOBS})^2}{(\sigma_{QOBS})^2} \cdot 100$, between simulation and observation. (*): New profile of observations.

Vegetation and soil parameters effects on soil moisture (SECH2 to SECH5)

Effect of LAI (SECH2)

We first increase the maximum value of LAI initially fixed at 2.0 to 3.5 (SECH2 simulation) which corresponds to a very high maximal value of LAI for grassland. Furthermore, we include specific values of soil temperature determining the seasonality of the LAI as described in subsection “Vegetation and LAI” of section 4.2.3. It is shown that the growth of LAI (Fig.4.9 left) is improved in the model because the seasonal variation is close to a grass cover expected in such a temperate region like Illinois: values are around zero during winter whereas LAI increases rapidly during April to reach maximal values in summer and early autumn. We have also evaluated the importance of the minimum value of LAI with other simulation and we found that the increase of LAI_v^{min} value from 0 to 1 had no impact on soil moisture (not shown). In fact, during winter, evaporation is strictly limited by the amount of incident energy and not by the cover of vegetation. So we decided to keep zero as minimal value of LAI.

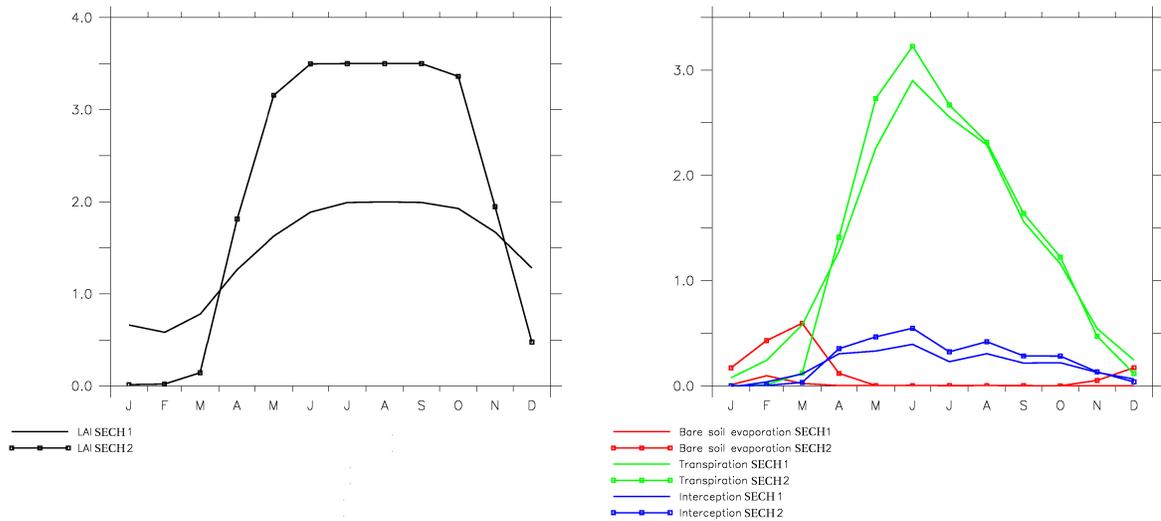


Figure 4.9: MONTHLY MEAN LAI (LEFT) AND EVAPORATION COMPONENTS (SUBLIMATION NOT SHOWN) ($mm.d^{-1}$) (RIGHT) AVERAGED OVER THE EIGHT SELECTED PIXELS, FOR THE MEAN TIME PERIOD 1997-1999, FROM SECH1 (LINE) AND SECH2 (LINE WITH SQUARES) SIMULATIONS.

Concerning the effect of change of LAI on soil moisture, no incidence is found during winter (Fig.4.7) and this for each year (Fig.4.8). In fact, LAI is zero in winter due to the calibration of $T_{soil_v}^{min}$ with SECH2. Consequently transpiration is near zero during this period but it is directly compensated by increase in bare soil evaporation, as shown in Figure 4.9 (right). Therefore total evaporation and soil moisture are not affected during winter. A decrease in soil moisture content is found obtained late in spring giving lower values during summer and autumn (Fig.4.7). It could be explained by the increase of transpiration by the cover during the beginning of the vegetation growth (up to about $0.3 mm.d^{-1}$ in June) converting more energy due to its higher LAI. Consequently, the extraction of soil water content by the vegetation is increased. Moreover, plants intercept more precipitation with a higher LAI during the year, as shown on the Figure 4.9 (right). During the mean time period, total evaporation is increased but simulated soil moisture stays overestimated (relative error of variance between simulated and observed SWI is more than 80%, according to Table 4.3).

Effect of vegetation roots (SECH3)

In order to improve the evolution of soil moisture and to simulate its decrease during summer, we have enhanced the ability of the roots to extract water from the soil, by reducing parameter c_v by a factor 4 (SECH3). As explained in subsection “Evapotranspiration and root extraction” of section 4.2.3, a small value of the parameter c_v increases U_{s_v} . According to Figures 4.7 and 4.8, this parameter has a strong impact on soil moisture content which is reduced during summer and autumn (up to 37.5% in September for mean time period 1997-1999). When the parameter c_v decreases, the roots density is increased allowing a higher transpiration (up to $1.5 mm.d^{-1}$ in July according to Figure 4.10). Consequently, much water is taken out of the soil during summer and the seasonal variation of soil moisture with SECHIBA is greatly improved (relative error of variance between simulated and observed SWI is 7%, according to Table 4.3). Differences in SWI values between the model and observations are much reduced during

summer and autumn for the years 1997 and 1998 (Fig.4.8) but during winter and spring, soil moisture stays overestimated.

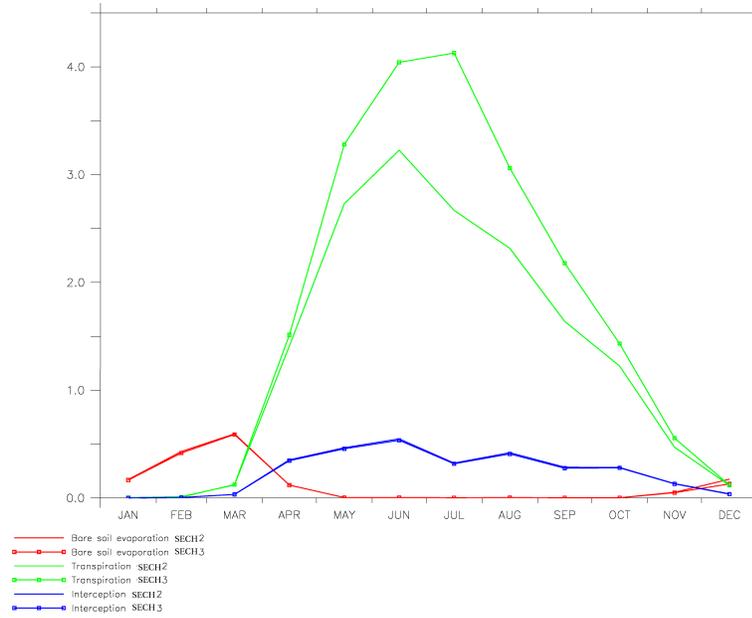


Figure 4.10: MONTHLY MEAN EVAPORATION COMPONENTS (SUBLIMATION NOT SHOWN) ($mm.d^{-1}$) AVERAGED OVER THE EIGHT SELECTED PIXELS, FOR THE MEAN TIME PERIOD 1997-1999, FROM SECH2 (LINE) AND SECH3 (LINE WITH SQUARES) SIMULATIONS.

Over all the stations, the change of the parameter c_v induces an increase of evaporation and a decrease of SWI. However, the figures obtained during the dry season can be different, depending on stations. We show in Figure 4.11 two different results obtained over station 9 and 16. We show that our model seems more realistic for station 9, where the dryness of the soil during summer is well captured, than station 16.

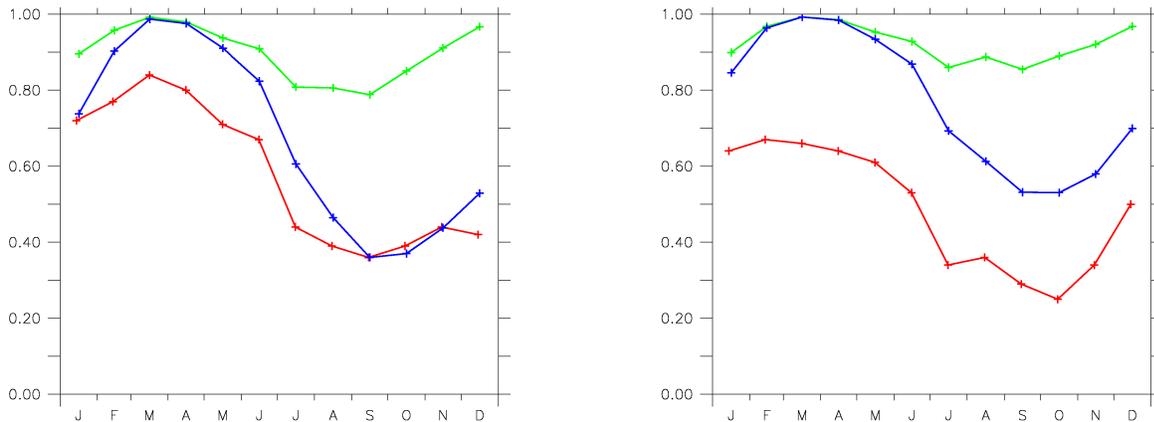


Figure 4.11: MONTHLY MEAN SWI ON STATION 9 (LEFT) AND 16 (RIGHT), FOR THE MEAN TIME PERIOD 1997-1999, FROM OBSERVATIONS (IN RED), SECH2 (IN GREEN) AND SECH3 (IN BLUE).

Effect of soil resistance (SECH4)

We have also analyzed the influence of the resistance of bare soil evaporation by dividing r_{soil} per 100. Figure 4.7 shows that it has not a significant impact on soil moisture (up to about 3% of decrease in March) and the results are quite similar over all the pixels studied (not shown). Simulated variance does not change much ($28.8 \cdot 10^{-3}$) according to Table 4.3 but is now similar than observed one (-1%). It shows that 300 s.m^{-1} is already large enough to simulate the decrease of bare soil evaporation when soil moisture is low.

Effect of vegetation height (SECH5)

The simulation SECH5 concerns the last modification in the parametrization of vegetation to be closely related to the experimental conditions. We have chosen to decrease the height of SECHIBA vegetation over the studied pixels which was too high to represent grass cover. This modification has only an effect on soil moisture increasing during autumn (up to 6% in October) according to Figure 4.7. It is due to a slight decrease of evaporation in summer (not shown) because the surface of exchanges of the plant with its atmosphere is reduced.

The simulated variance is reduced ($25.2 \cdot 10^{-3}$) according to Table 4.3. We have also tried to reduce the vegetation height to 10cm but the effect is of the same order (not shown). With the simulation SECH5, we consider that we represent a grass cover rather realistic with a maximum LAI of 3.5 and a height of 30cm.

In conclusion, the sensitivity tests we performed show that the roots extraction parameter has the most important impact on the results of soil moisture. With a value $c_v = 1.0 \text{ m}^{-1}$ which allows more extraction of water from the first 50cm of soil, soil moisture shows a decrease during summer which is in agreement with reality. The other parameters as LAI and height of vegetation or soil resistance have a minor impact.

Transition from sparse grass fraction to uniform grass cover over the grid (SECH6)

In simulation SECH6, the parametrization of SECH5 is kept but the same PFT is setting everywhere on the grid cells of SECHIBA. It is judicious to do this because we use a forcing which gives atmospheric informations to the LSM for the surface which does not feedbacks on the atmosphere. So the impacts of the vegetation around the pixels studied can be left. In this case, we can study all the pixels containing the stations.

Figure 4.12 shows the comparison between SECH6 SWI and observations for the mean time period. The seasonal variation of soil moisture is slightly improved when all the same type of vegetation is set across the model grid. It could be explained by an increase of the sampling. For example, the very good result over the station 34, which was not taken into account in the average for the simulation SECH5, could improve the statistic for the simulation SECH6 (Fig.4.13). Mean simulated variance is closer to the observed one (3.1% of difference comparing to 13% before) according to Table 4.3. However, soil moisture content is overestimated during all the year but the seasonality is well captured comparing to observations.

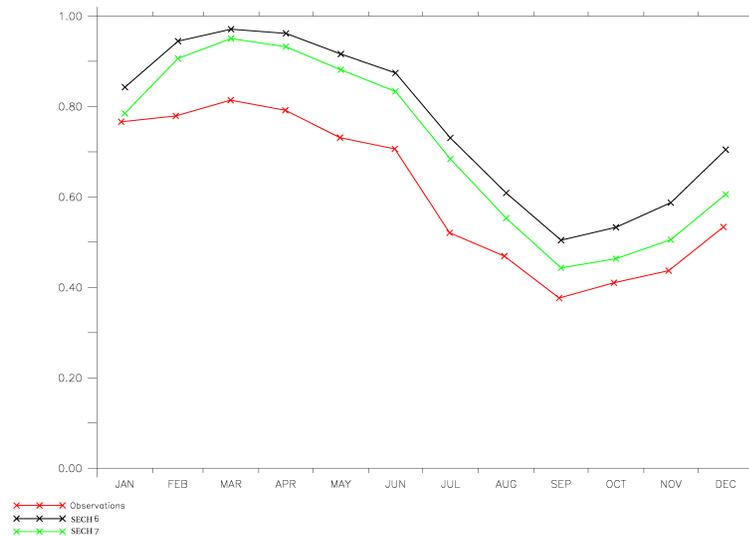


Figure 4.12: MONTHLY MEAN SWI AVERAGED OVER ALL THE STATIONS, FOR THE MEAN TIME PERIOD 1997-1999, FROM OBSERVATIONS (RED) AND DIFFERENT SIMULATIONS PERFORMED (COLORS).

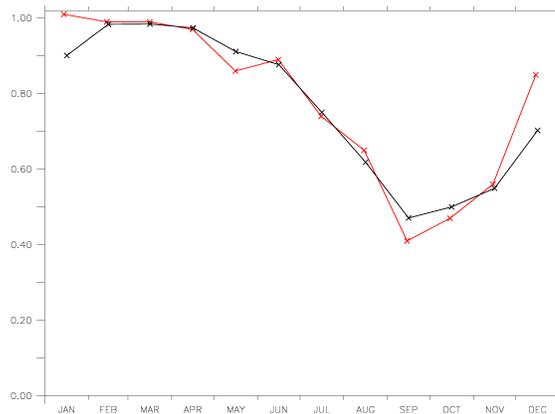


Figure 4.13: MONTHLY MEAN SWI ON STATION 34, FOR THE MEAN TIME PERIOD 1997-1999, FROM OBSERVATIONS (RED) AND SECH6 (BLACK).

Effect of the new computation of evapotranspiration (SECH7)

Soil moisture is yet overestimated with our model using the first computation of evaporation. The new one described in subsection “Evapotranspiration and root extraction” of section 4.2.3 is implemented in SECHIBA with simulation SECH7. Excepted this modification, SECH7 has the same parametrization than SECH6. It has a significant impact on soil moisture over the mean time period and particularly during autumn (up to 16% of decrease in November) according to Figure 4.12, after an increase of the total evaporation during the first part of the year (Fig.4.14). In fact, bare soil evaporates during all the year, even under vegetation during summer because of its new computation in the model. During the period, total evaporation is increased even a decrease of vegetation transpiration and evaporation of water intercepted by the cover.

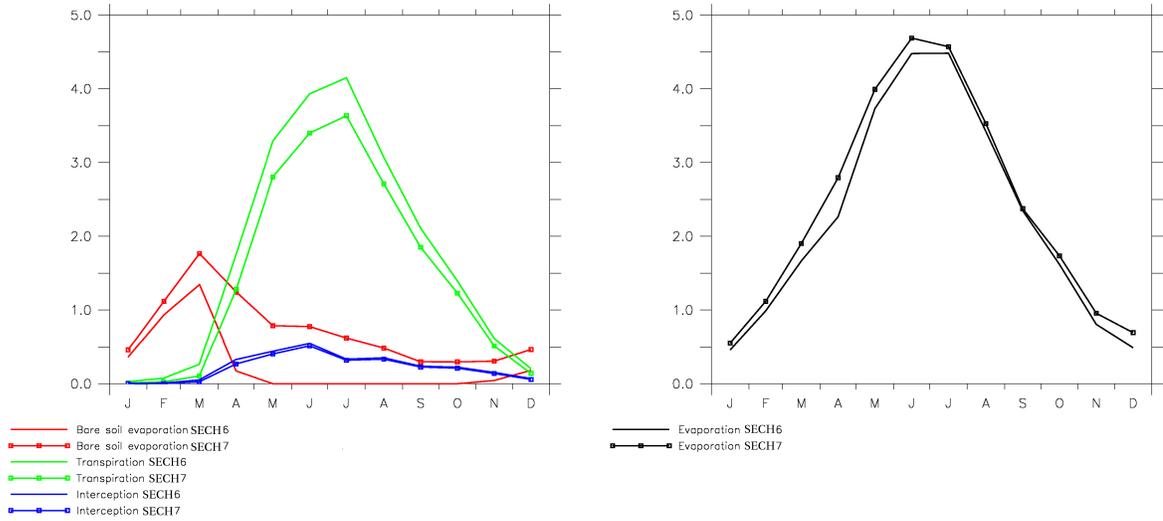


Figure 4.14: MONTHLY MEAN EVAPORATION COMPONENTS (SUBLIMATION NOT SHOWN) ($mm.d^{-1}$) (LEFT) AND TOTAL EVAPORATION ($mm.d^{-1}$) (RIGHT) AVERAGED OVER ALL THE SELECTED PIXELS, FOR THE MEAN TIME PERIOD 1997-1999, FROM SECH6 (LINE) AND SECH7 (LINE WITH SQUARES) SIMULATIONS.

With more evaporation, the model simulates a SWI closer to the observed one during the year (Fig.4.12) particularly during autumn 1997 and 1998 (Fig.4.15). Finally, we show a good improvement of soil moisture with this new parametrization over the average station.

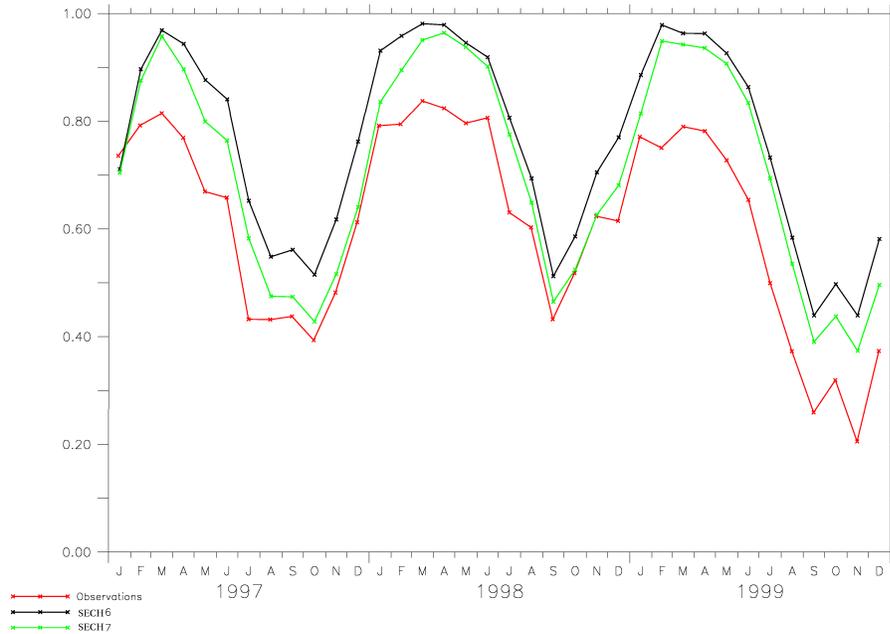


Figure 4.15: MONTHLY MEAN SWI AVERAGED OVER ALL THE STATIONS, FOR THE TIME PERIOD 1997-1999, FROM OBSERVATIONS (RED) AND DIFFERENT SIMULATIONS PERFORMED (COLORS).

However, some disparity in the results is found when we study station by station. For example, station 12 points out no effect on soil moisture content and stays overestimated compared to observations (Fig.4.16 right). Moreover, the seasonality of SWI at station 5 is not well captured by SECHIBA (Fig.4.16 left). We note that simulated seasonality may be too much enhanced compared to observations when we compare variances (14% of relative error in variance according to Table 4.3).

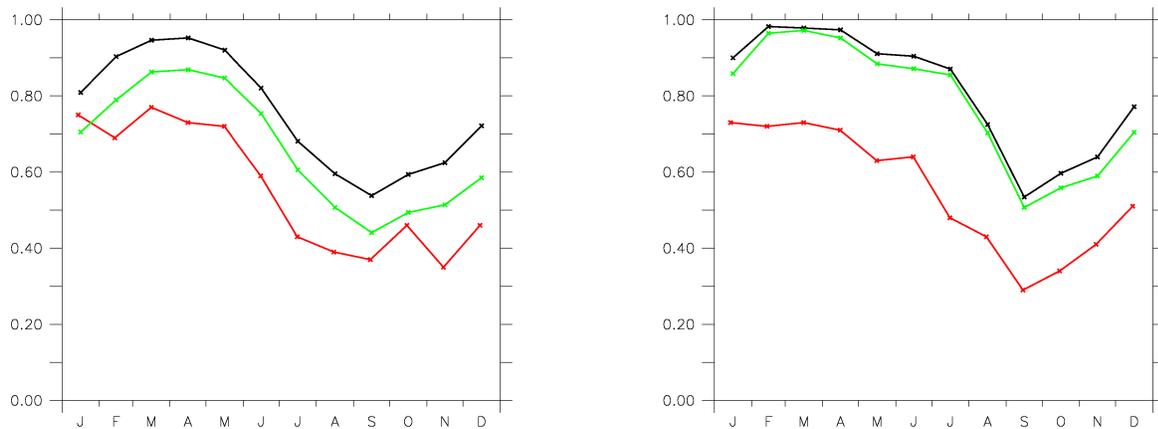


Figure 4.16: MONTHLY MEAN SWI ON STATION 5 (LEFT) AND STATION 12 (RIGHT), FOR THE MEAN TIME PERIOD 1997-1999, FROM OBSERVATIONS (RED), SECH6 (BLACK) AND SECH7 (GREEN).

Parameters in the model are essential to fit in order to study at fine scale the soil water balance and we showed that the new computation of evapotranspiration in SECHIBA gives better result in annual mean SWI values. Now, we test the climatic input for the model such as precipitation, essential for a correct soil moisture simulation.

Uncertainties in climatic data and effect on soil moisture (SECH8a)

To test the uncertainty of the precipitation forcing and to see how soil moisture is impacted, a fusion of the in-situ observed precipitations data for each station has been performed in the corresponding pixel of the forcing grid. We showed in section 4.2.3 that NLDAS precipitations point out overestimation compared to in-situ ones. Therefore, the simulation SECH8a is performed, similar to SECH7 excepted for the forcing: with simulation SECH7, the studied pixels of SECHIBA corresponding to the stations receive NLDAS precipitations contrarily to SECH8a simulation where they receive in-situ observed precipitations. The Figure 4.17 shows the impacts of this change of precipitations on soil moisture content. An improvement of SWI simulation, specially during autumn, is clearly obtained but during winter and spring SWI stays overestimated comparing to observed one.

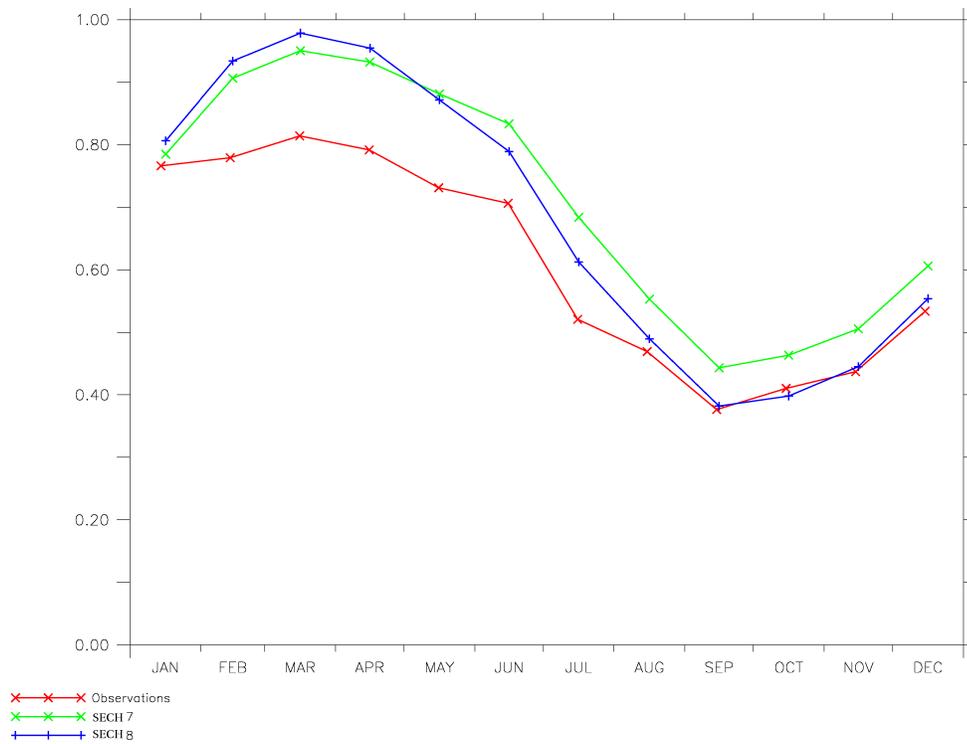


Figure 4.17: MONTHLY MEAN SWI AVERAGED OVER ALL THE STATIONS, FOR THE MEAN TIME PERIOD 1997-1999, FROM OBSERVATIONS (RED) AND DIFFERENT LAST SIMULATIONS PERFORMED (COLORS).

The Figure 4.18 confirms the improvement of SWI variation during all the three years with SECH8a and we note that the simulated SWI is much closer to the observations for the end of 1998. For the last year, the observations pointed out more dryness of the soil during the end of the year than the two previous ones at the same time period. The model succeeds to simulate this event. Our result highlights a drying out of the soil when NLDAS precipitations are substitute by in-situ observed ones. It is coherent according to the slight overestimation of NLDAS precipitations as described in section 4.2.3.

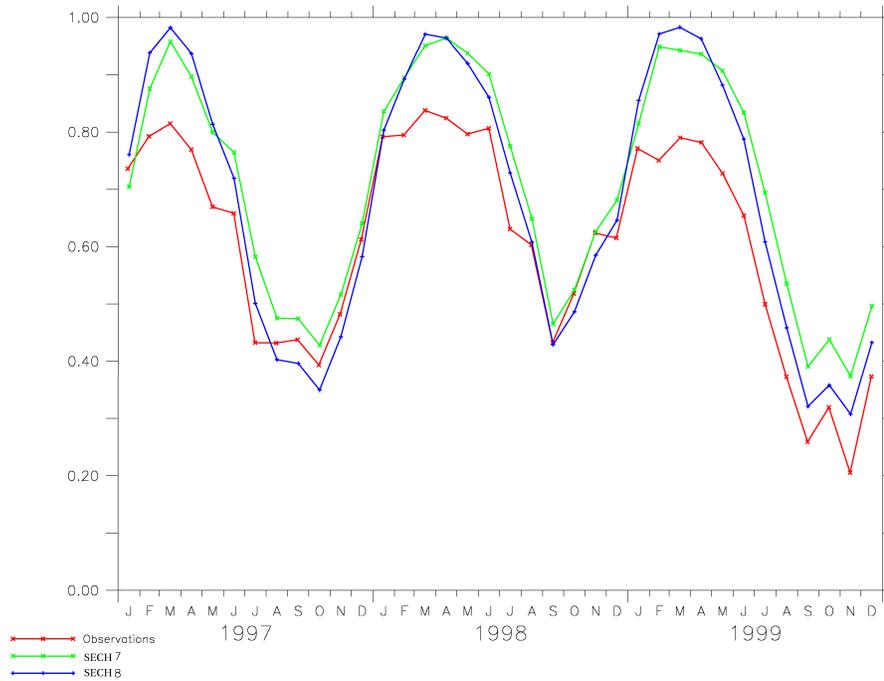


Figure 4.18: MONTHLY MEAN SWI AVERAGED OVER ALL THE STATIONS, FOR THE TIME PERIOD 1997-1999, FROM OBSERVATIONS (RED) AND DIFFERENT LAST SIMULATIONS PERFORMED (COLORS).

Global analyze

To summarize our results obtained with SECH8a simulation over Illinois stations, we represent in the same graph the amplitude and the phase of the SWI seasonality for each station (triangle) through the Taylor diagram (Fig.4.19). Standard deviation of observations is reported in dashed red line on this diagram. Good representation of the amplitude simulated by the model compared to observations is traduced by a triangle close to the dashed red line as radial distance. Good representation of the phase is traduced by a short distance between the triangle and the unit on the abscissa axis. According to these two statistics and to the Table 4.4, which indicates the annual mean relative error in magnitude with observations, we are able to evaluate the ability of the model to simulate SWI seasonality from SECH8a parametrization.

We found that simulated SWI seasonality at station 10 is the closest to observations in term of amplitude (0.98 of correlation), phase (standard deviation close to 1) and magnitude (17.5% of relative error in magnitude). Station 13 is the worth simulated because of its low observed amplitude of SWI which SECHIBA cannot capture. However, SECHIBA captures quite well the phase of the SWI seasonality over Illinois (more than 80% of stations shows a correlation greater than 0.85). The amplitude of SWI, which is very different according to the station, is much harder to capture (about 50% of stations have a standard deviation of more or less 0.25 comparing to unit). Less than 50% have a relative error with observations of SWI around and under 10%. Overall, many stations show a simulated SWI in good agreement with observations (such as station 10, 34, 14, 1, 9, 11 and 15) when SECHIBA is forced with in-situ precipitations and parametrized according to SECH8a. All the results obtained over the stations are detailed in Figure 4.23 in Appendix B.

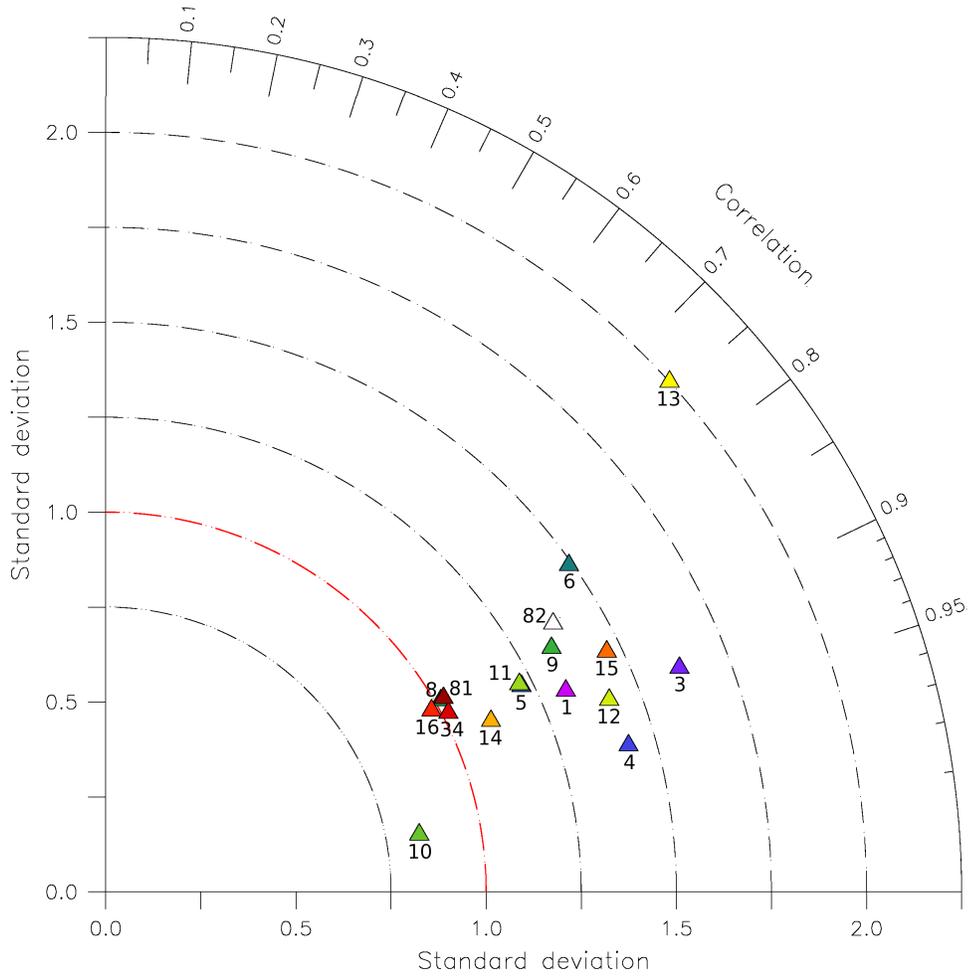


Figure 4.19: TAYLOR DIAGRAM (TAYLOR, 2001) ILLUSTRATING THE STATISTICS OF SWI SIMULATED WITH SECH8A (TRIANGLE) COMPARED TO THE OBSERVATIONS FROM 1997 TO 1999. For one color and number corresponds one station. The Taylor diagram is a representation that provides the ratio of the simulated and the observed standard deviation as a radial distance from the origin and the correlation of simulated SWI with observations as the cosine of the azimuth angle in a polar plot. R correlation coefficient is computed according to the following equation: $R = \frac{\frac{1}{N} \cdot \sum_{n=1}^N (Q_n^{ORCH} - \bar{Q}^{ORCH}) \cdot (Q_n^{OBS} - \bar{Q}^{OBS})}{\sigma_{Q^{ORCH}} \cdot \sigma_{Q^{OBS}}}$ where n is the month ($1 < n < N = 36$), Q^{ORCH} and Q^{OBS} are respectively simulated and observed monthly mean SWI and $\sigma_{Q^{ORCH}}$ and $\sigma_{Q^{OBS}}$ are respectively simulated and observed standard deviations. The mean observed SWI averaged over all the stations is plotted at (1,0): no error in standard deviation and zero correlation error. The distance between the point (1,0) and the simulated result point is proportional to the root mean squared error.

Stations	SWI _{SECH8}	SWI _{obs}	err _{abs} (err _{rel})
1	0.66	0.61	+0.05 (<i>+8.13</i>)
2/82	0.67	0.67	+0.003 (<i>+0.50</i>)
3	0.66	0.70	-0.04 (<i>-6.30</i>)
4	0.53	0.68	-0.15 (<i>-22.4</i>)
5	0.70	0.57	+0.13 (<i>+22.7</i>)
6	0.67	0.70	-0.03 (<i>-4.29</i>)
8	0.67	0.47	+0.20 (<i>+41.1</i>)
9	0.60	0.58	+0.02 (<i>+2.95</i>)
10	0.66	0.57	+0.09 (<i>+17.5</i>)
11	0.72	0.65	+0.07 (<i>+10.4</i>)
12	0.71	0.55	+0.16 (<i>+27.2</i>)
13	0.75	0.55	+0.20 (<i>+37.6</i>)
14	0.77	0.65	+0.12 (<i>+17.9</i>)
15	0.63	0.65	-0.02 (<i>-4.05</i>)
16	0.78	0.48	+0.30 (<i>+61.8</i>)
34	0.70	0.78	-0.08 (<i>-10.3</i>)
81	0.77	0.61	+0.16 (<i>+25.5</i>)

Table 4.4: ANNUAL MEAN SWI FOR EACH STATION, FOR THE TIME PERIOD 1997-1999, FROM SIMULATION SECH8A AND OBSERVATIONS. Their absolute differences ($err_{abs} = SWI_{ORCH8} - SWI_{obs}$) are shown in the last column. The values in italic between brackets represent the relative error (%), $err_{rel} = \frac{(SWI_{ORCH8} - SWI_{obs})}{SWI_{obs}} \cdot 100$, between simulation and observations.

Uncertainty in measurements of soil moisture

Observed values of soil moisture content, field capacity and wilting point are obtained in-situ. Field capacity can be slightly different between measurements performed in laboratory or in-situ. In order to evaluate this uncertainty, we plot the monthly mean observed volumetric water profiles for a mean station (Fig.4.20) to deduce the monthly mean field capacity for the global soil of Illinois. The field capacity is the maximal value of volumetric water during the year. It is obtained in March on the 30-50cm layer of the soil (we consider that the 0-10cm layer is not representative of the field capacity) and is about 0.39 kg.m^{-3} , lower than the initial field capacity (0.41 kg.m^{-3}).

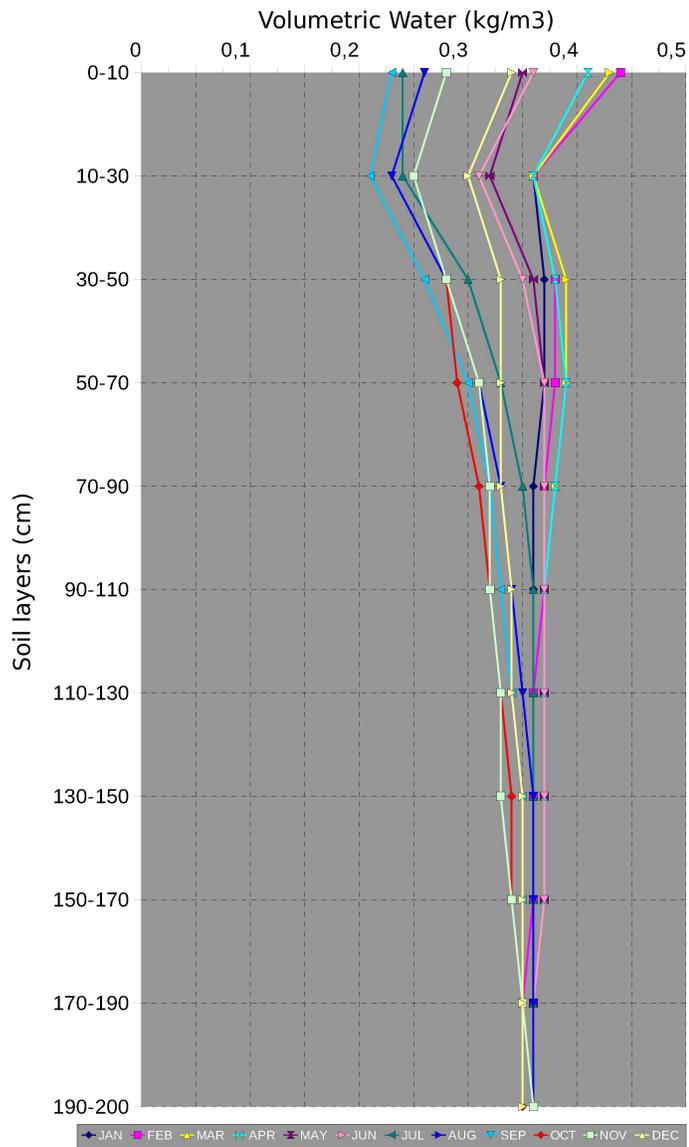


Figure 4.20: MONTHLY MEAN VOLUMETRIC WATER PROFILES (kg.m^{-3}) OVER TWO METERS SOIL AVERAGED OVER ALL THE STATIONS, FOR THE MEAN TIME PERIOD 1997-1999, FROM OBSERVATIONS (ONE COLOR BY MONTH).

Observed SWI is then recomputed with the new value of field capacity and its seasonality is compared with SECH8b (Fig.4.21). We note an increase of the observed SWI due to the decrease of field capacity, in particular during winter and spring. The SWI according to SECH8b simulation is then in agreement with observations during this time period. During autumn, SECHIBA stays in agreement with observations in particular for the year 1999. According to Table 4.3, variance of simulated SWI is closer to the observed one (28% of error in variance) comparing to the precedent experiment (59%) which indicate a better similarity between amplitude of the seasonalities.

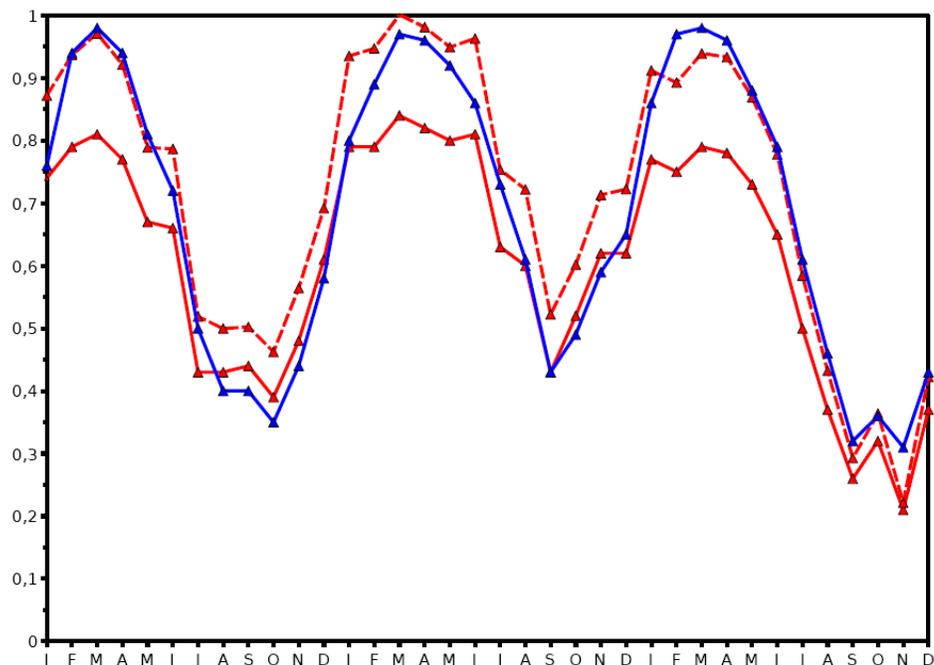


Figure 4.21: MONTHLY MEAN SWI AVERAGED OVER ALL THE STATIONS, FOR THE TIME PERIOD 1997-1999, FROM OBSERVATIONS (RED), NEW PROFILE OF OBSERVATIONS (DASHED RED) AND SECH8B (BLUE).

Comparison of runoff between SECHIBA outputs (SECH8b) and measurements

To estimate the runoff over Illinois simulated by SECHIBA during the simulation SECH8b, we compare it with Kaskaskia streamflow data (divided by its corresponding basin surface) at Venedy station point ($38^{\circ}27'N;89^{\circ}37'W$), obtained from United States Geological Survey (USGS, <http://waterdata.usgs.gov/nwis/sw/>). The watershed integrates a large part of runoff over the south-west of Illinois. We found that SECH8b runoff is underestimated by 24% over the mean time period 1997-1999 but SECHIBA simulates the peak of runoff in March in agreement with observations (Fig.4.22). During the time period of January to May, the simulated runoff is close to the observations (only 2,5% of difference). The simulated runoff is null during summer to the middle of winter when soil moisture is far from field capacity. In fact, the Choissnel scheme used in this study cannot produce runoff and drainage as simulated soil moisture does not reach field capacity.

In this parametrization of the model, the improvement of root extraction potential gen-

erates a level of soil moisture content always far from the field capacity during summer and consequently exacerbates the limitation of the Choisnel hydrological modelling to simulate total runoff. The use of a multilayer approach to represent the vertical soil water diffusion (De Rosnay, 1999; De Rosnay et al., 2002) might be more satisfying to generate runoff and infiltration but it has not been tested in this study.

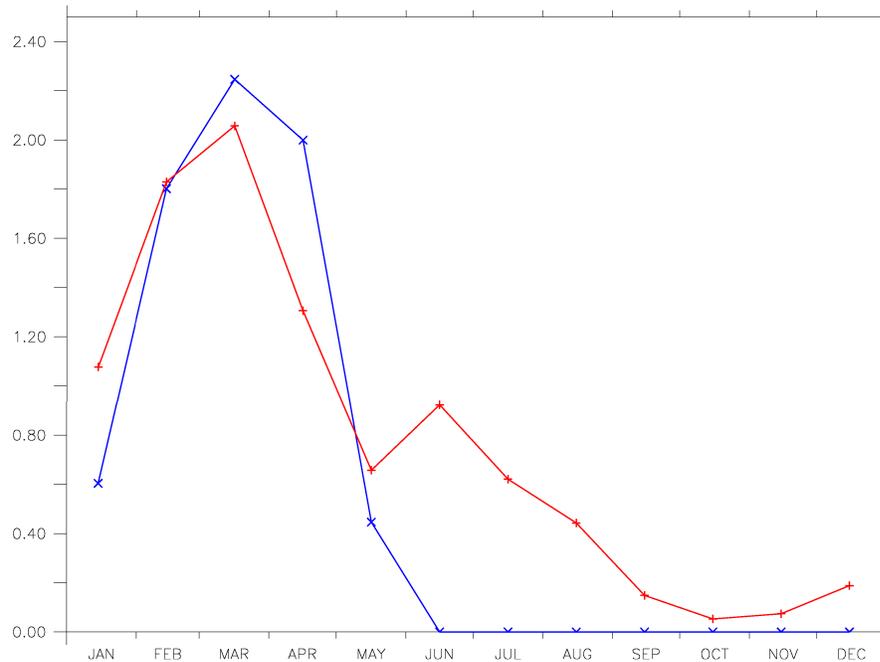


Figure 4.22: MONTHLY MEAN TOTAL RUNOFF ($mm.d^{-1}$) ON THE PIXEL CORRESPONDING TO VENEDY STATION COORDINATES, FROM OBSERVATIONS (RED) AND SECH8B (BLUE).

4.2.5 Conclusion

This paper investigated the ability of SECHIBA to compute the surface water balance at two different spatial scales. At large scale (over the United States), evaporation and total runoff results from SECHIBA are in good agreement with those simulated by other models when they are all forced by NLDAS data sets. At regional scale (over Illinois), soil moisture contents have been compared to observations from the global soil moisture database. When we fit vegetation parameters of the model in agreement with experimental conditions, the model is able to capture rather well the seasonal variation of soil moisture. The magnitude, amplitude and phase are reproduced by the model in agreement with observations over many stations. We have also pointed out that uncertainties in climatic data can induce a bias in the simulations. It is rather encouraging to reach to capture soil moisture seasonality at fine scale with a global model such SECHIBA.

Acknowledgments

We gratefully acknowledge Alan Robock to make available the soil moisture data bank of Illinois (Robock et al., 2000). We thank NLDAS team to make available NLDAS forcing. We also thank the two scientific software engineers Martial Mancip and Patrick Brockmann (both IPSL) for their help about respectively NLDAS forcing building for the SECHIBA model and for the fusion of the observed precipitations in NLDAS fields. Simulations have been performed using computational facilities of the Institut du Développement et des Ressources en Informatique Scientifique (IDRIS, CNRS, France).

Appendix A

Number	Name	Site code	Latitude (N)	Longitude (W)	Elevation (m)
1	Bondville	BVL	40°03'	88°52'	213
2/82	Dixon Springs (bare/grass)	DXG	37°27'	88°40'	165
3	Brownstown	BRW	38°57'	88°57'	177
4	Perry	ORR	39°48'	90°50'	206
5	De Kalb	DEK	41°51'	88°51'	265
6	Monmouth	MON	40°65'	90°41'	229
8	Peoria	ICC	40°42'	89°32'	207
9	Springfield	LLC	39°31'	89°37'	177
10	Belleville	FRM	38°31'	89°53'	133
11	Carbondale	SIU	37°43'	89°14'	137
12	Olney	OLN	38°44'	88°06'	134
13	Freeport	FRE	42°14'	89°40'	265
14	Ina	RND	38°08'	88°55'	130
15	Stelle	STE	40°25'	89°19'	207
16	Topeka	MTF	40°18'	89°54'	152
17*	Oak Run	OAK	40°58'	90°09'	265
34	Fairfield	FAI	38°23'	88°23'	136
81	Champaign	CMI	40°07'	88°14'	219

Table 4.5: LIST OF MEASUREMENTS STATIONS WITH THEIR REFERENCES (NUMBER, SITE CODE, COORDINATES AND ELEVATION). (*): missing data for this station for 1998 and 1999; we do not take account it for the present study.

Appendix B

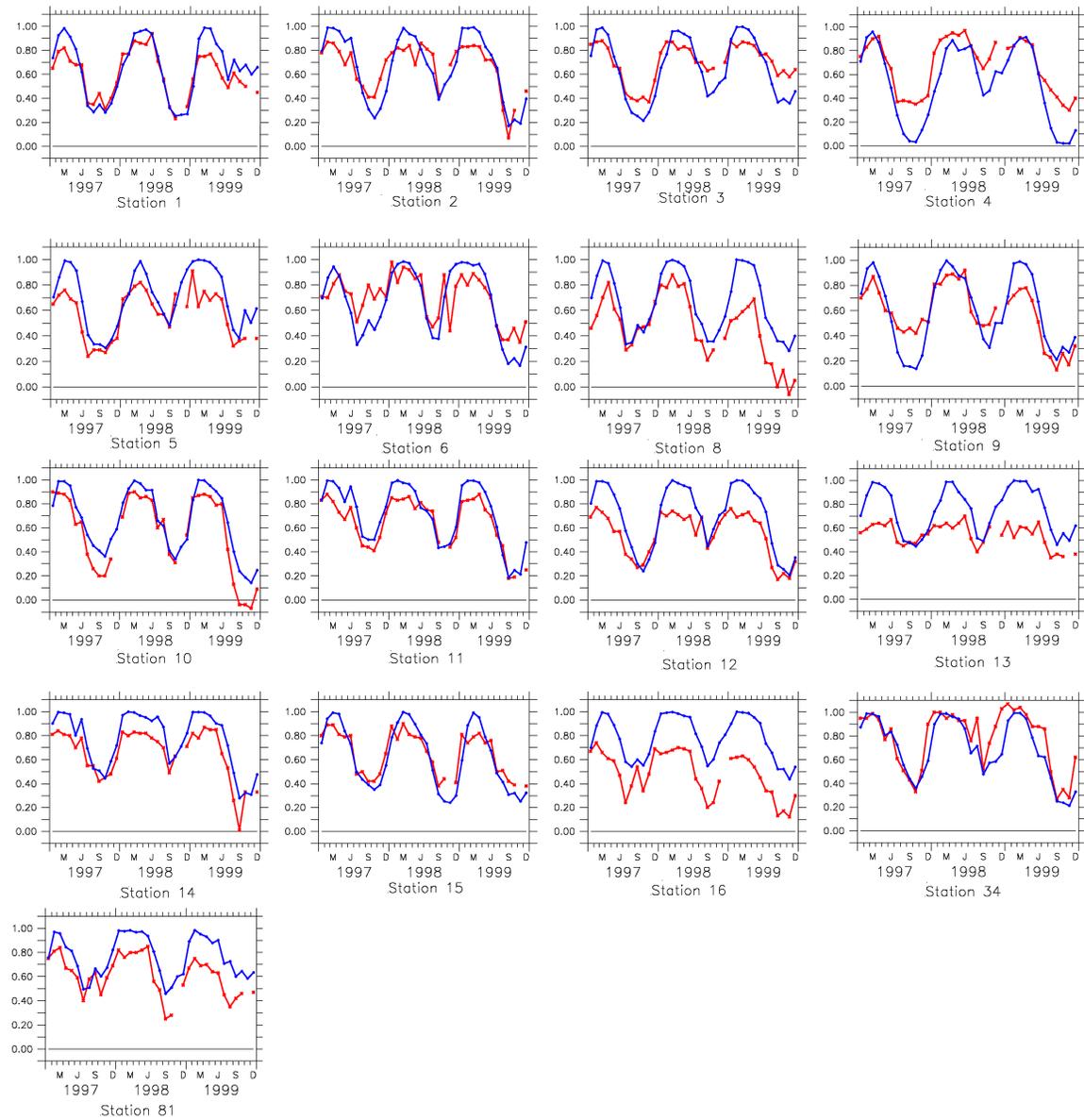


Figure 4.23: MONTHLY MEAN SWI FOR EACH STUDIED STATIONS, FOR THE TIME PERIOD 1997-1999, FROM OBSERVATIONS (RED) AND SECH8A (BLUE).

4.3 Conclusion du chapitre

Cette étude nous a permis dans un premier lieu de situer les quantités d'eau évaporées et ruisselées sur les U.S.A. avec SECHIBA par rapport à celles obtenues avec 4 LSMs. Les ordres de grandeurs de ces deux flux sont à peu près respectés. Concernant l'humidité des sols, SECHIBA parvient à représenter la saisonnalité sur l'état de l'Illinois uniquement en changeant les paramètres de végétations cohérents avec les conditions expérimentales. On a pu mettre en exergue l'importance de l'extraction racinaire des plantes simulée dans le modèle pour la représentation de la saisonnalité du contenu en eau des sols. Le LAI et la hauteur de la végétation ont présenté peu d'effet. Le fait d'obtenir une répartition correcte des flux de surface nous permet d'aborder la représentation des débits des rivières dans SECHIBA à plus large échelle. Il serait envisageable d'approfondir cette étude par comparaison des mesures avec les résultats donnés par le modèle de Rosnay. En effet, les profils de contenu en eau dans chacune des couches de sol pourraient être tracés.

Chapitre 5

Impact de la résolution sur la modélisation du débit du Mississippi

5.1 Introduction du chapitre

Ce chapitre est constitué d'un article rédigé en anglais qui a été soumis à JGR (Journal of Geophysical Research) Atmospheres. Dans ce chapitre, l'article est précédé d'une introduction en français et suivi d'une conclusion également rédigée en français.

Nous testons dans ce chapitre la capacité du modèle à représenter le débit du Mississippi et des ses affluents avec deux forçages atmosphériques différant en résolution. Le premier forçage, NCC, qui a une résolution spatiale du degré, a déjà été utilisé auparavant pour calibrer le module de routage de l'eau dans le modèle. En revanche, le modèle n'a jamais été testé à la résolution du huitième de degré avec laquelle a été construit le forçage NLDAS. Ce travail a nécessité une compréhension approfondie du module de routage de SECHIBA dont le mécanisme est décrit dans l'article qui suit. Le fait d'avoir utilisé une haute résolution pour forcer le modèle nous a amené à nous poser plusieurs questions quant à l'effet de cette résolution sur la simulation des débits via le module de routage.

5.2 Article

Modeling streamflows over the Mississippi river basin: impact of resolution and data forcing

M. GUIMBERTEAU¹, K. LAVAL¹, A. PERRIER² and J. POLCHER¹

¹ Laboratoire de Météorologie Dynamique, CNRS, Paris, France

² AgroParisTech, UFR Physique de l'Environnement, Paris, France

The purpose of this study is to test the ability of the Land Surface Model SECHIBA to simulate streamflow, through a routing scheme, over the Mississippi river basin. This study explores the major role of the routing time step in streamflow simulation when we use input data with higher resolution than one degree as for instance in Regional Circulation Models. We try two atmospheric forcing data sets differing in resolution. The spatial resolution of NCC data set is one degree whereas NLDAS resolution is eight times finer. Precipitations and radiation over the basin are similar and agree with observations. Two simulations with SECHIBA are carried out with these forcings, during the period 1997-1999. Simulated runoff is highly correlated between both simulations over a large part of the basin. Streamflow simulated at one degree resolution forcing is in agreement with observations at Vicksburg. NLDAS resolution induces a reduction of the path of the river according to its tortuosity within the mesh in our model and thus travel time between cells in our routing scheme. However, time shift of about three months of streamflow seasonality is found compared to observations at Vicksburg. We show in this paper the necessity to reduce the routing time step if the stream reservoir time constant has been already changed. With a routing interval of two hours, the seasonalities of streamflows are then improved and the time shift is canceled. Satisfactory results are obtained over the sub-basins compared to observations and with other land surface models results.

5.2.1 Introduction

Land surface models (LSMs) are used to evaluate the water budget on continents, its evolution and variability. Coupled to river routing scheme, they are able to compute river discharges over catchment basin. River discharge is a crucial variable that can help to LSM's validation because it integrates all the large-scale hydrological processes on land surface. We present here simulations with the land surface scheme, SECHIBA (Schématisation des Echanges Hydriques à l'Interface entre la Biosphère et l'Atmosphère) (Ducoudré et al., 1993), and the

routing scheme (Polcher, 2003; Ngo-Duc et al., 2005) both developed at LMD (Laboratoire de Météorologie Dynamique).

In this study, we analyze the capability of the LSM to simulate the streamflows using forcing data with different resolutions, the NCC [NCEP (National Centers for Environmental Prediction) / NCAR (National Center for Atmospheric Research) Corrected by CRU (Climatic Research Unit)] (Ngo-Duc et al., 2005) and NLDAS (North American Land Data Assimilation System) (Cosgrove et al., 2003) data of respectively 1 degree and $(1/8)^{th}$ degree resolution. With the low resolution NCC data set, the routing scheme has already shown that the streamflows over the world's ten largest rivers are simulated quite realistically (Ngo-Duc et al., 2005). However, to study the evolution of water resources under climate change, we need to simulate water budget at higher resolution, like in Regional Climate Models (RCMs) and we must test the capability of the routing scheme to simulate streamflows over smaller basins and with higher resolution. Therefore, NLDAS input atmospheric data are used to force SECHIBA over the Mississippi river basin which is one of the largest basin in the world and we detail our results over its main sub-basins.

Section 5.2.2 presents a description of the routing module of SECHIBA used for the streamflow simulations. Methods, study area, streamflow observations and forcing data sets are described in section 5.2.3. A comparison of two main variables governing water budget, solar radiation and precipitation, is carried out between NCC and NLDAS. Section 5.2.4 summarizes the results obtained with the model when different forcing resolutions are applied over the Mississippi basin and its sub-basins. A comparison between SECHIBA and other LSMs is also presented. Results of simulated streamflows over the Mississippi basin, when NLDAS forcing is used, are shown.

5.2.2 Routing scheme

SECHIBA is a land surface model which simulates the fluxes between the soil and the atmosphere through the vegetation (Ducoudré et al., 1993) and computes runoff and drainage both discharged to the ocean. The routing scheme (Polcher, 2003), described in Ngo-Duc et al. (2007), is activated in the model in order to carry through reservoirs, with some delay, the water from runoff and drainage to the ocean. The routing scheme is based on a parametrization of the water flow on a global scale (Hagemann and Dumenil, 1998; Miller et al., 1994). Given the global map of the main watersheds (Vorosmarty et al., 2000; Oki et al., 1999; Fekete, 1999) which delineates the boundaries of sub-basins and gives the eight possible directions of water flow within the pixel, the total runoff (surface runoff and deep drainage) simulated by SECHIBA is routed to the ocean. The resolution of the basin map is 0.5° , higher than many resolution used when LSMs are applied. Therefore, we can have more than one basin in SECHIBA grid cell (sub-basins) and the water can flow either to the next sub-basin within the same grid cell or to the neighboring cell.

In each sub-basin, the water is routed through a cascade of three linear reservoirs which do not interact with the atmosphere. The water balance within each reservoir is computed given the continuity equation:

$$\frac{dV_i}{dt} = Q_i^{in} - Q_i^{out} \quad (5.1)$$

where V_i (kg) is the water amount in the reservoir i considered ($i = 1, 2$ or 3), Q_i^{in} and Q_i^{out} (both in $kg.day^{-1}$) are respectively the total inflow and outflow of the reservoir i .

The slow and deep reservoir ($i = 3$) collects the deep drainage D (water moving downward from surface water to groundwater) computed by the land surface scheme whereas the fast reservoir ($i = 2$) collects the computed surface runoff R (portion of incoming water such as precipitation and irrigation not infiltrating in the soil but discharged from the area). Both discharge into a third reservoir, called stream reservoir ($i = 1$), of the next sub-basin downstream. According to equation 5.1, the continuity equations can be written for each of the three reservoirs as below:

$$\frac{dV_1}{dt} = \sum_x Q_x^{in} - Q_1^{out} \quad (5.2)$$

$$\frac{dV_2}{dt} = R - Q_2^{out} \quad (5.3)$$

$$\frac{dV_3}{dt} = D - Q_3^{out} \quad (5.4)$$

where Q_x^{in} ($kg.day^{-1}$) is the total inflow coming from the neighboring cells or sub-basins x and R and D (both in $kg.day^{-1}$) are respectively surface runoff and deep drainage.

The flow chart in Figure 5.1 represents the routing channel modeling in SECHIBA.

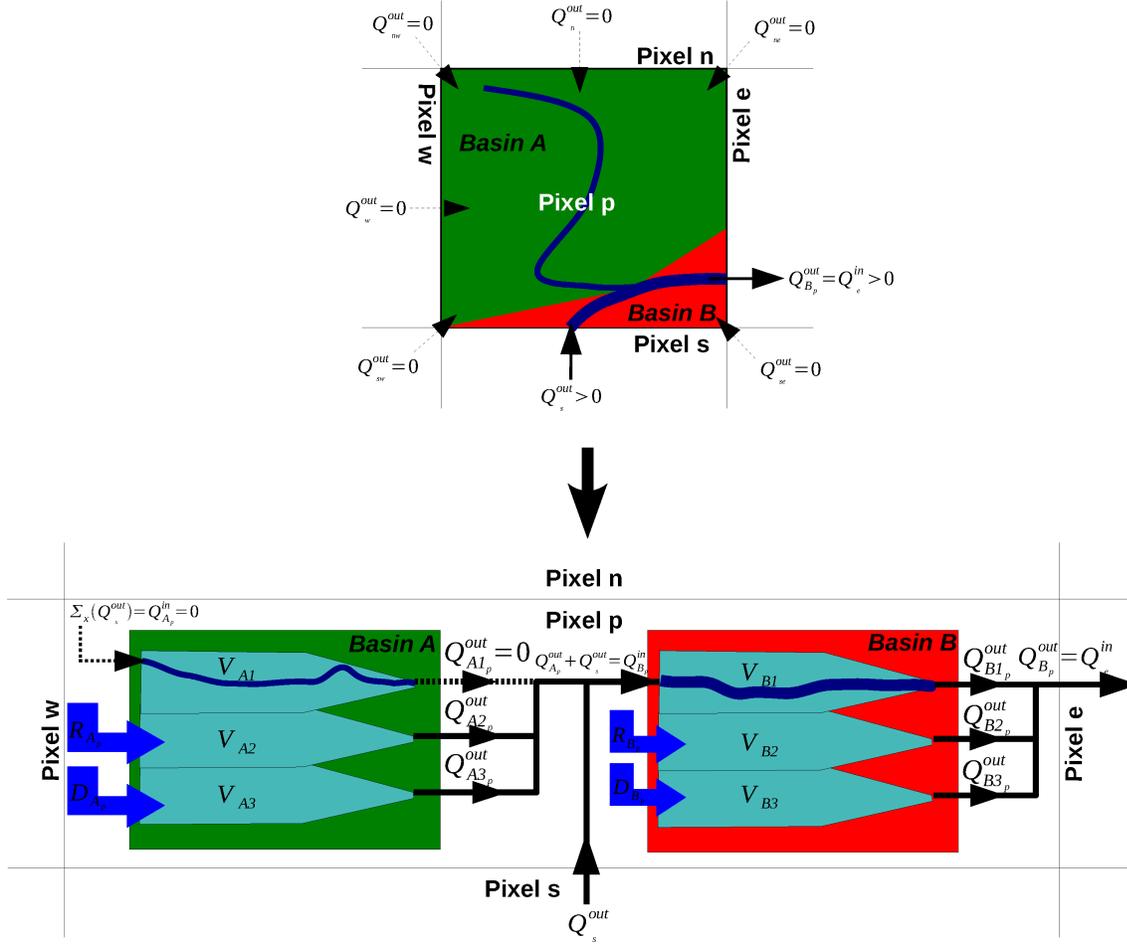


Figure 5.1: FLOW CHART OF THE ROUTING CHANNEL IN SECHIBA. EXAMPLE OF TWO SUB-BASINS A AND B INCLUDED INTO ONE GRID CELL P.

Two sub-basins (A and B) are included in a same grid cell p and the three reservoirs are allocated to each of them. At each routing time step $\Delta t = 1 \text{ day}$, the routing scheme computes water flows as follows: the total runoff is spread in the grid cell p over the two sub-basins, proportionally to their surface. The surface runoff of the sub-basins A and B (respectively R_{A_p} and R_{B_p}) flows into their respective fast reservoirs of volume V_{A2} and V_{B2} . The deep drainage D_{A_p} and D_{B_p} flows into the slow reservoirs of volume V_{A3} and V_{B3} . The water amount of the river is represented by the stream reservoir. The stream reservoir of the sub-basin A is assumed to be empty in this example ($V_{A1} = 0$), the outflows from the neighboring pixels x ($x = sw, w, nw, n, ne$) to sub-basin A being null ($\sum_x Q_x^{out} = 0$). The stream reservoir of the downstream sub-basin B of volume V_{B1} collects the sum of the outflows $Q_{A_p}^{out}$ from the three reservoirs of the sub-basin A (see equation 5.5) and the outflow Q_s^{out} coming from the pixel s (equation 5.6).

$$Q_{A_p}^{out} = \sum_{i=1}^3 Q_{Ai_p}^{out} \quad (5.5)$$

where $Q_{A_p}^{out}$ ($kg.day^{-1}$) is the total outflow from the sub-basin A in the pixel p and $Q_{A_i_p}^{out}$ ($kg.day^{-1}$) the outflow from each reservoir i of the sub-basin A in the pixel p .

$$Q_{B_p}^{in} = Q_{A_p}^{out} + Q_s^{out} \quad (5.6)$$

where $Q_{B_p}^{in}$ ($kg.day^{-1}$) is the total inflow of the sub-basin B in the pixel p and Q_s^{out} ($kg.day^{-1}$) the total outflow from the pixel s .

The sum of the outflows from the reservoirs of the sub-basin B in the pixel p goes to the pixel e . Runoff and drainage are routed through this cascade of reservoirs. In our model, the volume of water V_i into the reservoir i is assumed to be linearly related to its outflow Q_i^{out} :

$$V_i = (g_i.k).Q_i^{out} \quad (5.7)$$

where g_i ($day.m^{-1}$) is a property of the reservoir i and k (m) a water retention index.

The water travel simulated by the routing scheme is dependent on a water retention index k , given by a 0.5° resolution map for each pixel performed from a simplification of Manning's formula (Dingman, 1994; Ducharne et al., 2003):

$$k = \sqrt{\frac{d^3}{\Delta z}} \quad (5.8)$$

where d (m) is the river length from one subgrid basin to the next subgrid including the tortuosity of the river within the mesh, and Δz (m) the height lost over the path of the river.

According to equation 5.8, this index is dependent on the tortuosity d of the river and on the height lost over its path Δz . k varies from $0.4m$ over the mountainous part of the basin to $8.4m$ at the mouth of the Mississippi. The retention over the mountains is low due to the low tortuosity of the river and the high lost in altitude, unlike rivers in plain. The mean value of this index over the Mississippi river basin is about $2.5m$.

The value of g in the equation 5.7 has been calibrated for the three reservoirs over the Senegal river basin only, during the 1° NCC resolution simulations by Ngo-Duc and generalized for all the basins of the world. The "slow reservoir" has the highest value ($g_3 = 25.0 days.m^{-1}$) in order to simulate the groundwater. The "fast reservoir" value is lower ($g_2 = 3.0 days.m^{-1}$) because it retains the water of runoff which flows faster. The "stream reservoir", which represents all the water of the stream, has the lowest value ($g_1 = 0.24 day.m^{-1}$). Those figures are the same for all the basins of the world.

The resulting product $g_1.k$ represents the time constant T_1 (day) which is an e-folding time, the time necessary for the water amount in the stream reservoir to decrease by a factor e . Hence, it gives an order of magnitude of the total runoff travel time through this reservoir between the sub-basin considered and its downstream neighbor. It takes into account the tortuosity of the river through the water retention parameter k affecting the velocity of the flow.

5.2.3 Approach

Study area and streamflow data

Our study focuses on the Mississippi river basin in the U.S.A. which ranks as the world's fourth largest with an area of $3,202,959 \text{ km}^2$ (Fekete, 1999). It can be subdivided in six sub-basins: Upper and Lower Arkansas, Upper and Lower Mississippi, Missouri and Ohio. Each of them presents different climatic conditions and various streamflow seasonalities. The Ohio river contributes almost half the flow of the Mississippi river (Benke and Cushing, 2005). There are very contrasted climatic conditions from the northern of the Upper Mississippi to the confluence with the Ohio river. The northern rivers of the basin are influenced by snow pack during November to March. The snow melting added to the spring rains induce a maximal discharge in April at the basin outlet. The Missouri climate is governed by different air masses: a warm moist air coming from south/south-west, a cool moist air from east, a cool dry air from north and a hot dry air from south. This diversity of the air masses induces an extreme seasonal variability. Streamflows over the entire basin and over four sub-basins are analyzed here (Upper Arkansas, Missouri, Upper Mississippi, and Ohio). The monthly streamflow results obtained by the model over the Mississippi river basin are given at Vicksburg station which is usually used as a reference station for this watershed because it is near the outlet of the river (Fig.5.2).

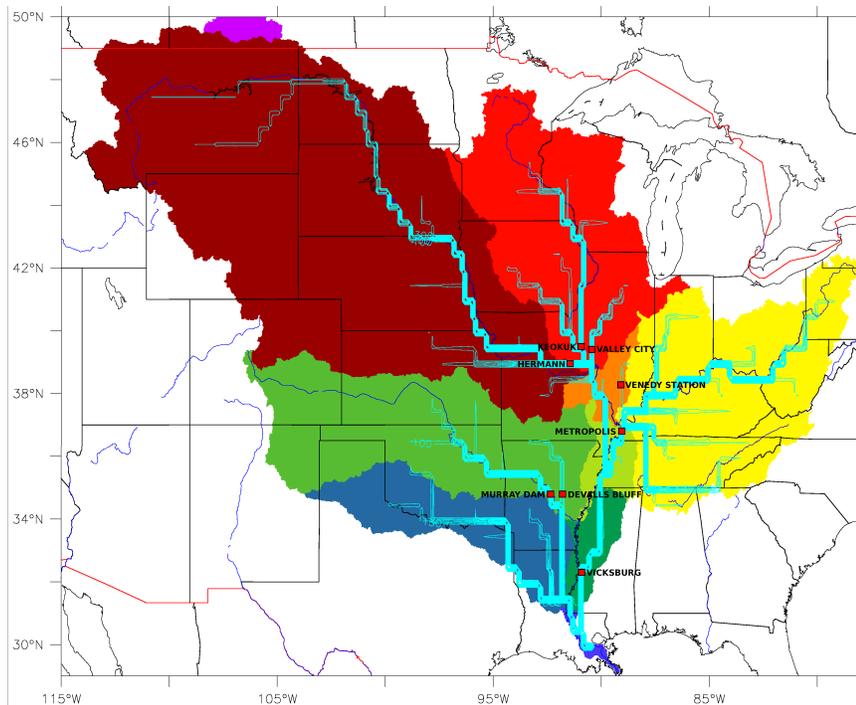


Figure 5.2: MAP OF THE MISSISSIPPI RIVER SUB-BASINS, CONTOUR OF THE RIVERS AS REPRESENTED BY SECHIBA AND LOCALIZATION OF THE MAIN GAUGE STATIONS (blue: lower Arkansas river basin, light green: upper Arkansas river basin, maroon/purple: Missouri river basin, red: upper Mississippi river basin, yellow: Ohio river basin, light blue/dark green/yellow-green/orange: lower Mississippi river basin).

We compare our simulated streamflow with data from the University Corporation for Atmospheric Research (UCAR, <http://dss.ucar.edu/datasets/ds552.1/>) and the United States Geological Survey (USGS, <http://waterdata.usgs.gov/nwis/sw/>) during the period 1997-1999. Seven stations are selected for this study (Table 5.1) because of their localization nearest the outlet of each sub-basin studied (Fig.5.2). They are representative of the global runoff measured across the Mississippi river sub-basins.

Name	Sub-basin	Latitude	Longitude	Drainage area associated (km^2)*
Vicksburg	Lower Mississippi	32.31°N	90.91°W	29.6.10 ⁵
Hermann	Missouri	38.71°N	91.44°W	13.6.10 ⁵
Metropolis	Ohio	37.15°N	88.74°W	5.26.10 ⁵
Murray Dam (near Little Rock)	Upper Arkansas	34.79°N	92.36°W	4.09.10 ⁵
Keokuk	Upper Mississippi	40.24°N	91.22°W	3.08.10 ⁵
Valley City	Upper Mississippi	39.42°N	90.38°W	0.69.10 ⁵
DeValls Bluff	Upper Arkansas	34.79°N	91.43°W	0.61.10 ⁵
Venedy Station	Ohio	38.27°N	89.37°W	0.11.10 ⁵

Table 5.1: MISSISSIPPI RIVER STATIONS USED IN THIS STUDY, THEIR LOCALIZATION, THE SUB-BASINS CORRESPONDING AND THE DRAINAGE AREA ASSOCIATED.

(*): Areas are taken from RivDis2.0 databases (<http://www.sage.wisc.edu/riverdata/>).

Because of the low resolution of the NCC forcing, the confluence of the Arkansas river and the Mississippi river, naturally observed before Vicksburg station, occurs after this station (Fig.5.2). Consequently, our results of streamflow at Vicksburg do not take into account the runoff of the Upper Arkansas river basin. Hence, in this study, we subtract to Vicksburg observations the data of two main stations at the outlet of the Upper Arkansas watershed rivers, Murray Dam and DeValls Bluff. We are now able to compare correctly our results to observations at Vicksburg station. Moreover, we do not study the Lower Arkansas sub-basin because its total runoff flows into the Mississippi river basin after Vicksburg station.

Forcing data

The two atmospheric data sets used as input to SECHIBA are NCC [NCEP (National Centers for Environmental Prediction) / NCAR (National Center for Atmospheric Research) Corrected by CRU (Climatic Research Unit)] (Ngo-Duc et al., 2005) and NLDAS (North american Land Data Assimilation System) (Cosgrove et al., 2003). Their main characteristics are displayed in Table 5.2 and point out a very high resolution for NLDAS comparing to NCC.

	NCC	NLDAS
Spatial coverage	Global	United States
Spatial resolution	1°	(1/8) th
Temporal coverage	1948-2000	1996-actual
Temporal resolution	6 hours	1 hour

Table 5.2: INFORMATIONS ABOUT NCC AND NLDAS FORCING DATA.

NCC is based on the NCEP / NCAR (National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research) reanalysis project (Kistler et al., 2001) and in-situ observations. The NCC precipitations is an hybridization of NCEP and CRU precipitations (New et al., 2000); the radiation is an hybridization of NCEP and SRB radiation (Surface Radiation Budget data produced at NASA Langley Research Center) used for a bias correction of the reanalysis product. The data have allowed to simulate the 50 years river flows over the planet (Ngo-Duc et al., 2005).

NLDAS is a combination of EDAS (Eta Data Assimilation System) models outputs and observation-based precipitation and shortwave radiation data. Precipitations forcing was built with Stage II hourly Doppler Radar and River Forecast Center gauge data (Baldwin and Mitchell, 1997), Climate Prediction Center daily gauge data (Higgins et al., 2000) and reprocessed daily gauge data. Observed shortwave values are derived from GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) radiation data processed at the University of Maryland and at the National Environmental Satellite data and Information Service (Pinker et al., 2003). The forcing fields contained in both forcings are displayed in Table 5.3.

Name	Description	Units
T_{air}	two meters air temperature	K
Q_{air}	two meters air specific humidity	$kg.kg^{-1}$
Wind_N	ten meters wind speed (u component)	$m.s^{-1}$
Wind_E	ten meters wind speed (v component)	$m.s^{-1}$
P_{surf}	surface pressure	Pa
SW_{down}	surface downward short wave flux	$W.m^{-2}$
LW_{down}	surface downward long wave flux	$W.m^{-2}$
Rainf	rainfall rate	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
Snowf	snowfall rate	$kg.m^{-2}.s^{-1}$

Table 5.3: LIST OF ATMOSPHERIC FORCING VARIABLES IN NCC AND NLDAS USED FOR THIS STUDY.

To differentiate the role between different resolution and different data, we compare first the two data sets. The most important data that determines the streamflow is the precipitation rate and we compare these two fields used in this study. Figure 5.3 shows a comparison of the monthly mean precipitations between the two forcings and the Global Precipitation Climatology Project (GPCP) precipitations. GPCP (Huffman et al., 1995) is a part of the Global Energy and Water cycle EXperiment (GEWEX) of the World Climate Research Program (WCRP) which has developed monthly precipitation data based on remotely sensed data from geostationary and polar-orbiting satellites plus ground observations. Over the three years, Figure 5.3 shows similar variations between NCC and NLDAS precipitations which are close to GPCP and Table 5.4 indicates a low difference of annual mean precipitations for each year between the forcings used and GPCP (<5%).

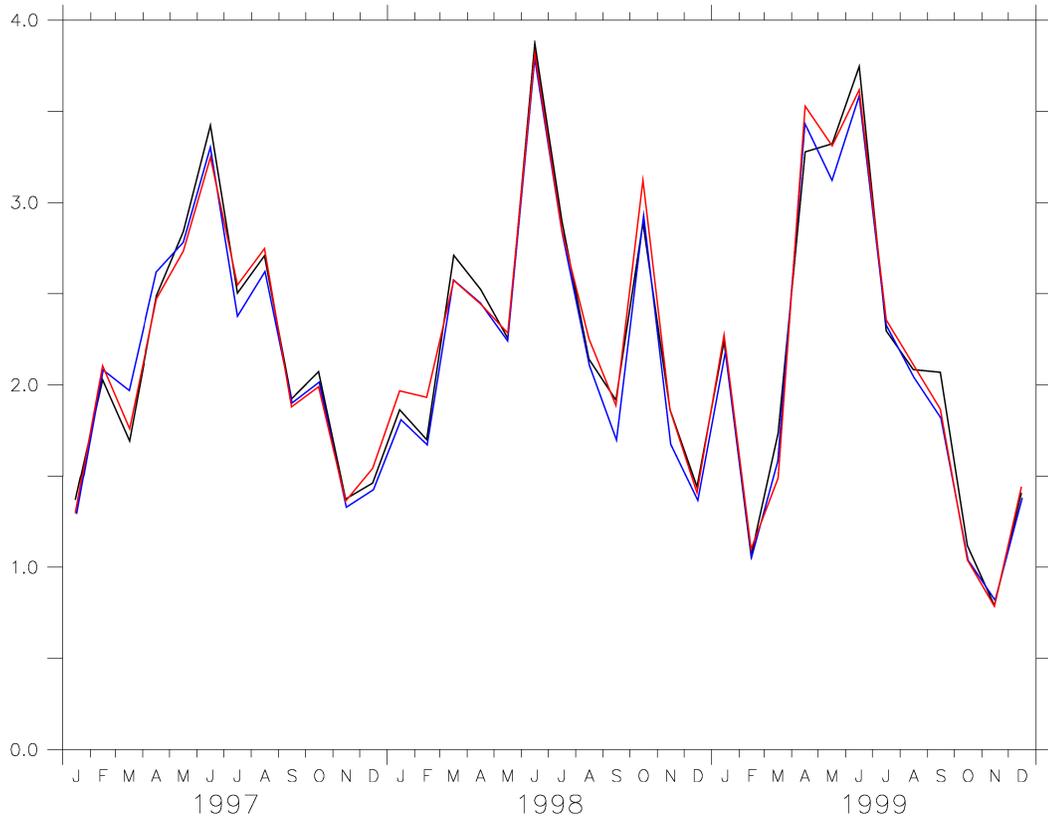


Figure 5.3: MONTHLY MEAN PRECIPITATIONS ($mm.d^{-1}$) OVER THE MISSISSIPPI RIVER BASIN, FOR THE TIME PERIOD 1997-1999, FROM GPCP OBSERVATIONS (RED), NCC FORCING (BLACK) AND NLDAS FORCING (BLUE).

Forcings	1997	1998	1999
NCC	776,6 (+0.8)	842,3 (-1.1)	754,4 (+0.9)
NLDAS	771,4 (+0.1)	814,5 (-4.4)	731,4 (-2.2)
GPCP	770,5	852,0	747,6

Table 5.4: ANNUAL MEAN PRECIPITATIONS ($mm.y^{-1}$) OVER THE MISSISSIPPI RIVER BASIN, FOR THE THREE YEARS, FROM NCC, NLDAS AND GPCP. The values in italic between brackets represent the annual mean relative error (%) between forcing data and GPCP.

A comparison of radiation fluxes is performed in the two forcing data sets because evaporation rate at the surface is very dependent on it (see appendix A). Correction of NLDAS radiation is performed in order to have a better adjustment of amounts of energy with both forcings and be closer to observations (see appendix B).

5.2.4 Results and discussion

Simulations over the Mississippi river basin are performed with the land surface model SECHIBA and its routing scheme during the time period 1997-1999. In subsection 1, we compare the total runoff simulated by SECHIBA forced by the two forcing data sets NCC and NLDAS. Subsections 2, 3 and 4 give respectively streamflow results simulated with NCC and NLDAS forcings compared to observations at Vicksburg station. The role of the routing time step with higher resolution than 1° is discussed in subsection 5. Subsection 6 gives results of streamflows with both resolutions over the sub-basins of the Mississippi river basin. Subsection 7 describes a comparison of streamflow seasonalities between SECHIBA and four other LSMs forced by NLDAS data.

Total runoff simulated with the two forcings

Two simulations with SECHIBA are first performed, using NCC and NLDAS forcing data sets, called respectively $SECH_{NCC}$ and $SECH_{NLDAS}$ simulations. Before comparing the streamflows, we examine total runoff (sum of surface runoff and deep drainage) simulated with the two simulations. Figure 5.4 shows correlation for the time period 1997-1999. Correlation is very low over regions of the Mississippi river basin where snow occurs during winter: northern part of the Upper Mississippi basin and western part of the Arkansas and Missouri basins. Low correlation of total runoff over these areas is due to snowfall data which are different between the two forcings. However, total runoff is highly correlated over a large part of the Mississippi river basin such as southern Upper Mississippi, Ohio and Lower Mississippi river basins where the correlation index is around 0.85.

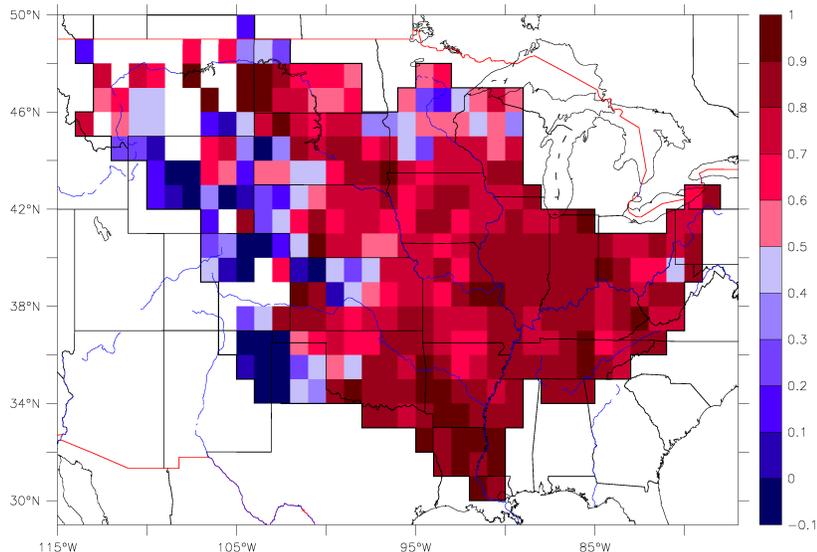


Figure 5.4: MONTHLY MEAN TOTAL RUNOFF CORRELATION BETWEEN $SECH_{NCC}$ AND $SECH_{NLDAS}$ SIMULATIONS, FOR EACH PIXEL OVER THE MISSISSIPPI RIVER BASIN, FOR THE TIME PERIOD 1997-1999. The grid of $SECH_{NLDAS}$ data outputs has been interpolated to NCC resolution to perform this correlation. No correlation is performed over the blank pixels inside the Mississippi river basin because of the null total runoff simulated by one of the two simulations.

Streamflow simulated with NCC forcing. Comparison with observations.

Total runoff of the Mississippi river basin is carried through SECHIBA's routing scheme to the ocean. We obtained at Vicksburg, integrating the total runoff of the Mississippi river basin, the streamflow of the basin. The effect of dams and land use on Mississippi streamflow is not simulated in our model. We do not evaluate in this study this uncertainty when we compare our results to observations. When we perform the simulation with NCC forcing data sets ($SECH_{NCC}$ simulation), SECHIBA results show some agreement with observations at this station (Fig.5.5). Monthly mean seasonality is well captured by our model, particularly the simulated rising limb during winter. The simulated peak flow during spring, due to snow melt over upstream sub-basins such as Missouri and Upper Mississippi, is rather overestimated leading to an overestimated falling limb during summer on the hydrograph.

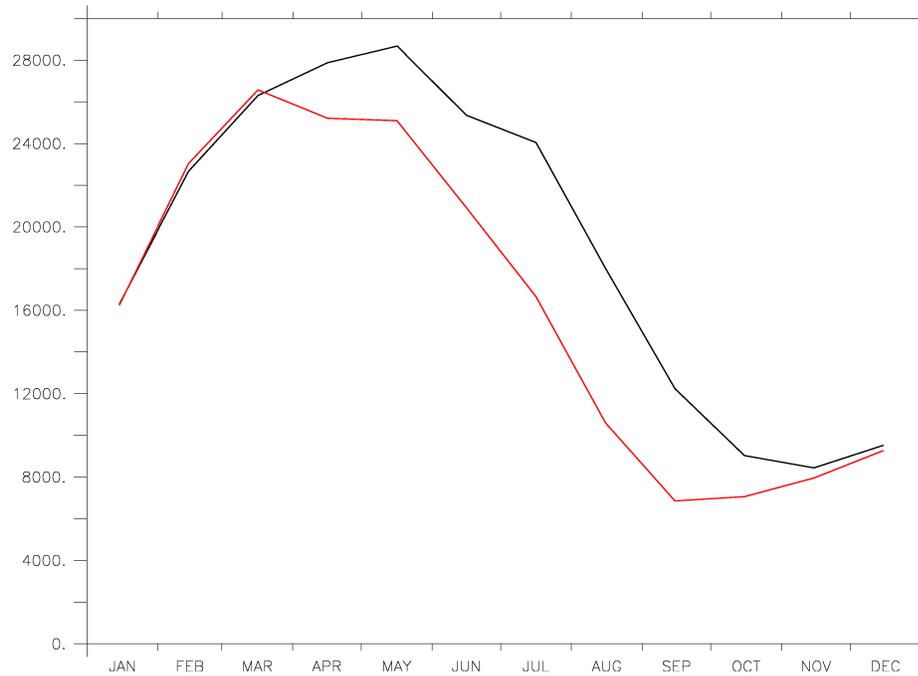


Figure 5.5: MONTHLY MEAN STREAMFLOWS ($m^3.s^{-1}$) AT VICKSBURG STATION, FOR THE MEAN TIME PERIOD 1997-1999, FROM OBSERVATIONS (RED) AND $SECH_{NCC}$ SIMULATION (BLACK).

The result of $SECH_{NCC}$ streamflow in anomaly show similar evolution than observations during the three years (Fig.5.6). First peak flow of 1997 is underestimated whereas second peak flows of the years 1998 and 1999 are overestimated by the model. However, SECHIBA captures well the seasonality of the Mississippi river basin when it is forced by NCC data set à 1° resolution.

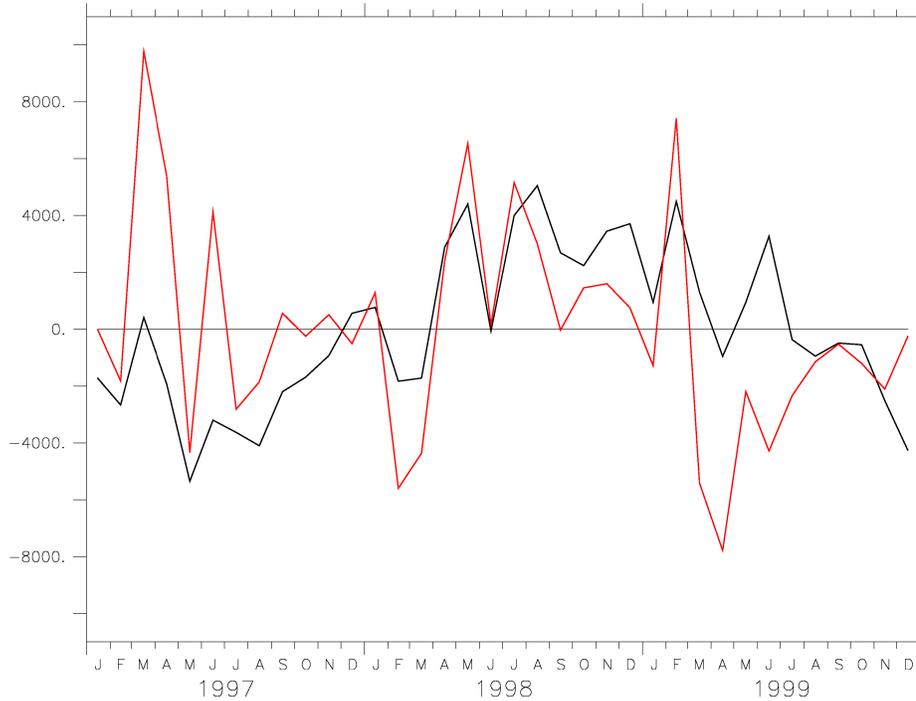


Figure 5.6: ANOMALY TIME SERIES OF MONTHLY MEAN STREAMFLOWS ($m^3.s^{-1}$) AT VICKSBURG STATION, FOR THE TIME PERIOD 1997-1999, FROM OBSERVATIONS (RED) AND $SECH_{NCC}$ SIMULATION (BLACK).

Streamflow simulated with NLDAS forcing. Comparison with previous simulation result and observations.

To perform the simulation of streamflows with SECHIBA forced by NLDAS data set ($SECH_{NLDAS}$ simulation), we need to adapt the parameters of the routing scheme to this finer resolution. In particular, it is critical to define, with this higher resolution, a new water retention index k , which regulates the travel time of water from one sub-basin to the next in the model. For the eighth degree NLDAS resolution, we have to change this parameter which is dependant on the tortuosity of the river d and the height lost over its path Δz between a sub-basin and its downstream neighbour. We have made some simple hypothesis to prescribe the parameter k for the finer resolution. We have assumed that the water retention index of the eighth degree resolution cell was the same as the one degree cell that contains it and that the tortuosity between one cell and its neighbour is the twelfth of the one degree value, a number larger but of the order of magnitude of the ratio between linear dimensions of the two resolutions data sets. Hence, with the higher resolution, the time lag between two neighbour cells is reduced by of twelve.

Mean simulated streamflow result obtained at Vicksburg station with NLDAS forcing is given by Figure 5.7. The resulting streamflow simulated by $SECH_{NLDAS}$ experiment points out discrepancies with observations at Vicksburg. The monthly mean magnitude over the time period of $SECH_{NLDAS}$ streamflow is lower that of observations (respectively $13671 m^3.s^{-1}$ and $16291 m^3.s^{-1}$ ie 16,1% of relative error) and there is a pronounced time shift between the two seasonalities: SECHIBA simulates maxima of streamflow with NLDAS data during summer (June to August) whereas observed peak flow occurs in March.

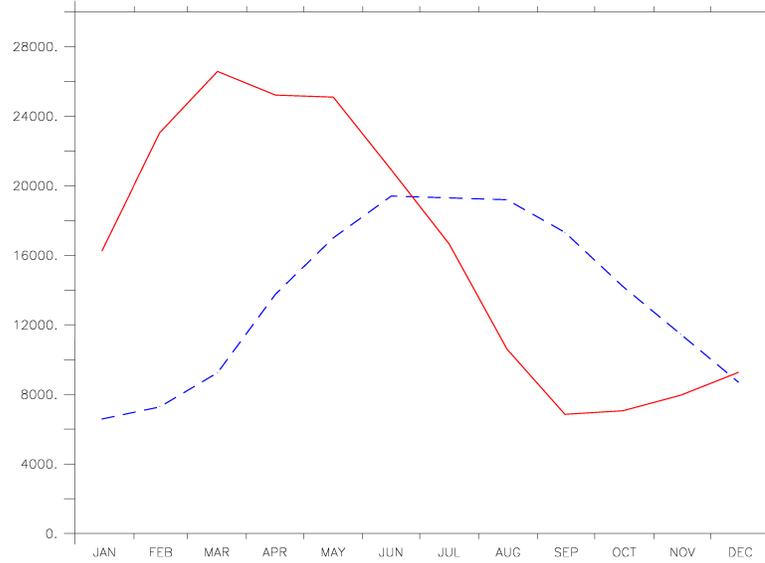


Figure 5.7: MONTHLY MEAN STREAMFLOWS ($m^3.s^{-1}$) AT VICKSBURG STATION, FOR THE MEAN TIME PERIOD 1997-1999, FROM OBSERVATIONS (RED) AND $SECH_{NLDAS}$ SIMULATION (DASHED BLUE).

Table 5.6 (left side) shows monthly streamflow correlations for the eight main stations at the Mississippi river sub-basins mouths between $SECH_{NCC}$, $SECH_{NLDAS}$ simulations and observations. Streamflow simulated with NCC data present high correlation with observations, greater than 0.7 over all the stations whereas NLDAS simulated streamflows are not correlated with observed ones for most of the stations (correlation between -0.34 to 0.57 for 6 stations). Moreover, $SECH_{NCC}$ and $SECH_{NLDAS}$ results present a very low correlation coefficient for Vicksburg and Hermann stations.

Stations	Correlation			Cross-correlation r (d_t in months)		
	$SECH_{NCC}$ & observations	$SECH_{NLDAS}$ & observations	$SECH_{NCC}$ & $SECH_{NLDAS}$	$SECH_{NCC}$ & observations	$SECH_{NLDAS}$ & observations	$SECH_{NCC}$ & $SECH_{NLDAS}$
Vicksburg	0.85	-0.23	0.13	0.85 (0)	0.85 (3)	0.77 (3)
Metropolis	0.84	0.25	0.61	0.84 (0)	0.86 (2)	0.88 (2)
Hermann	0.71	-0.34	0.06	0.80 (1)	0.44 (4)	0.73 (3)
Keokuk	0.72	0.29	0.65	0.72 (0)	0.79 (2)	0.82 (2)
Murray Dam	0.85	0.34	0.68	0.85 (0)	0.82 (2)	0.87 (1)
Valley City	0.86	0.71	0.74	0.86 (0)	0.93 (1)	0.85 (1)
DeValls Bluff	0.83	0.79	0.75	0.83 (0)	0.80 (1)	0.86 (1)
Venedy Station	0.76	0.57	0.87	0.79 (1)	0.84 (1)	0.88 (1)

Table 5.6: MONTHLY MEAN STREAMFLOW CORRELATION (LEFT SIDE) AND CROSS-CORRELATION (RIGHT SIDE) BETWEEN $SECH_{NCC}$, $SECH_{NLDAS}$ SIMULATIONS AND OBSERVATIONS OVER EIGHT STATIONS OF THE MISSISSIPPI RIVER BASIN, FOR THE TIME PERIOD 1997-1999.

The cross correlation computation is useful to illustrate the time lag existing between two

seasonalities. In other words, it deduces the necessary delay d_t (Table 5.6, right side) to get the best correlation between the two seasonalities. The cross-correlation r at delay d_t is defined as:

$$r(d_t) = \frac{\sum_n \left[\left(Q_n^{ORCH} - \overline{Q^{ORCH}} \right) \cdot \left(Q_{(n-d_t)}^{OBS} - \overline{Q^{OBS}} \right) \right]}{\sqrt{\sum_n \left(Q_n^{ORCH} - \overline{Q^{ORCH}} \right)^2} \cdot \sqrt{\sum_n \left(Q_{(n-d_t)}^{OBS} - \overline{Q^{OBS}} \right)^2}} \quad (5.9)$$

where n is the month, d_t (months) the delay, Q^{ORCH} and $\overline{Q^{ORCH}}$ ($m^3.s^{-1}$) respectively monthly and monthly mean streamflow simulated by the model (with NCC or NLDAS outputs) and Q^{OBS} and $\overline{Q^{OBS}}$ ($m^3.s^{-1}$) respectively monthly and monthly mean observed streamflows.

The correlation between observed and $SECH_{NLDAS}$ streamflows is optimal when we apply a time lag up to four months at Hermann whereas the correlation between observed and $SECH_{NCC}$ streamflows is the best when no time lag is applied. Moreover, a time-lag is needed to have a good correlation between $SECH_{NCC}$ and $SECH_{NLDAS}$ streamflow.

Effect of total radiation correction in NLDAS forcing on simulated streamflow

We test the possible effect of the difference in radiation inputs (see section 5.2.3) given to the model in order to explain the discrepancy in resulting streamflow between $SECH_{NLDAS}$ and observations. Correcting the radiation in the NLDAS data set ($SECH2_{NLDAS}$ simulation) led to a decrease in evapotranspiration (not shown) and, consequently, to a better annual mean discharge comparing to observations (respectively $15080 m^3.s^{-1}$ and $16291 m^3.s^{-1}$ ie 7,4% of relative error compared to 16,1% before), but the time shift in seasonality did not improve (Fig.5.8).

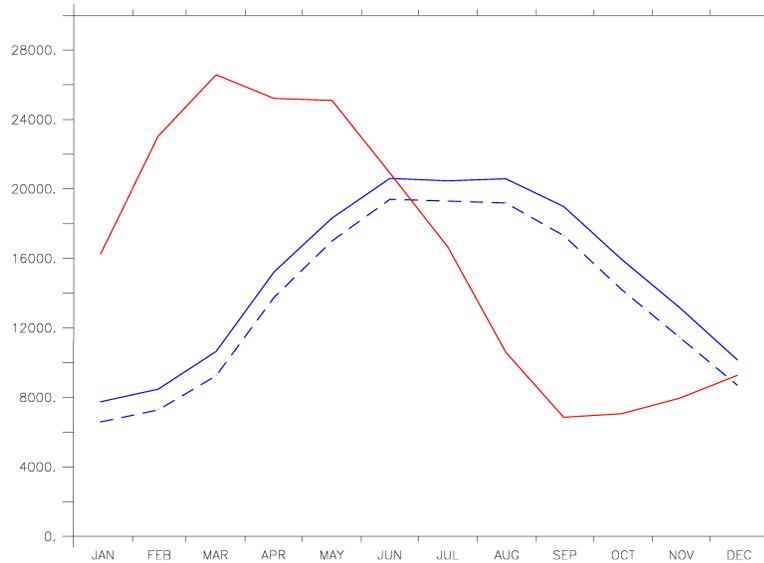


Figure 5.8: MONTHLY MEAN STREAMFLOWS ($m^3.s^{-1}$) AT VICKSBURG STATION, FOR THE MEAN TIME PERIOD 1997-1999, FROM OBSERVATIONS (RED), $SECH_{NLDAS}$ SIMULATION (DASHED BLUE) AND $SECH2_{NLDAS}$ SIMULATION (BLUE).

Appropriate routing time step for high resolution simulation

Routing parameters can play a role in river flow timing during the year. We discuss here the consistency between routing time step and time constant of the stream reservoir, which represents the travel time of water in the river between the grid considered and its downstream neighbour. One can say that a time step of a model is appropriate only if it integrates all the time variations of the process that it represents. In other words, time interval of computation must be lower or of the same order than the fastest time variation of the simulated process.

Sushama et al. (2004) have tested the effect of spatial resolution on the routing time interval, over the Mississippi river basin, using a variable-lag routing scheme based on Askew's formula (Askew, 1970). Two different spatial scales were tested: 1 degree and $(1/12)^{th}$ degree. In this model, the time-lag in the routing channel varies with streamflow and cell area; it decreases with increase of streamflow. For one degree resolution, the routing time interval of one day was appropriate to simulate the streamflow. However, for the highest resolution, time lag decreased as expected and the routing time step of one day was not appropriate any more. They showed the necessity to use a lower routing time step at higher resolution in order to capture fast streamflow events. In fact, the daily routing interval delayed the time to peak flow by almost three months and a half at the mouth of the Mississippi. They found an appropriate routing time step between one and two hours reducing the discrepancy with observations.

In our model, mean value of the stream reservoir time constant at Vicksburg is about $\bar{T}_1 = \bar{k}.g_1 = (4.5).(0.24) = 1.08 \text{ day}$ at 1° resolution. One can assume that routing time step of our scheme, equal to one day, is appropriate for NCC resolution. When we simulate streamflow with NLDAS forcing, we have changed this time constant in order to take into account an appropriate mean tortuosity in the high resolution mesh. Dividing k by 12, we obtained a new value of mean time constant of 2 hours at Vicksburg, much lower than the routing time step. Consequently, the latter is not appropriate to capture streamflow events simulated at NLDAS resolution. Therefore, for a new simulation with NLDAS (*SECH3_{NLDAS}* simulation), we choose to divide the initial routing time step by an order of 12 to have a new time step (2 hours) of the same order than \bar{T}_1 . We note that the time step of the routing scheme must be an integer times the time step of computing runoff, which is thirty minutes in this simulation. Results of streamflows are remarkably better according to Figure 5.9. Maximal amount of water stored in the stream reservoir during summer in *SECH2_{NLDAS}* was largely reduced and shifted to the spring season (not shown). This shift also moved the maximum peak of streamflow to May instead of June-August period, closer to the observed one (March) (Fig.5.9). This correction of time shift in streamflow seasonality, through an appropriate routing time step, was also found in Sushama et al. (2004).

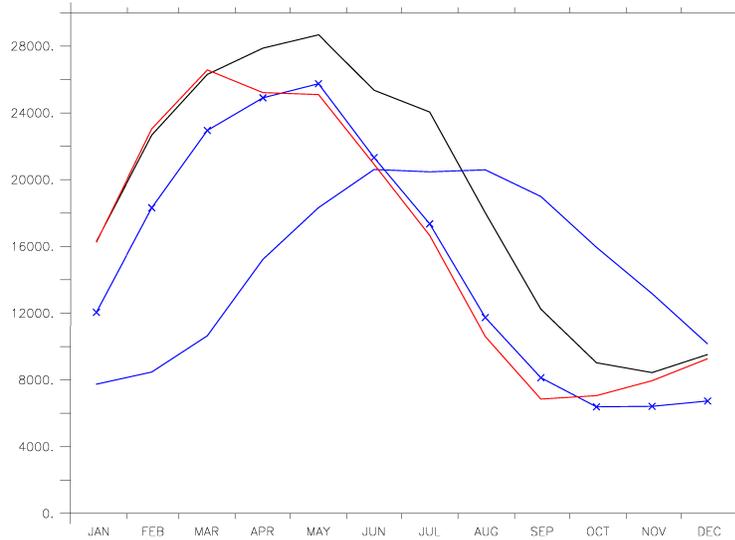


Figure 5.9: MONTHLY MEAN STREAMFLOWS ($m^3.s^{-1}$) AT VICKSBURG STATION, FOR THE MEAN TIME PERIOD 1997-1999 FROM OBSERVATIONS (RED), $SECH_{NCC}$ SIMULATION (BLACK), $SECH2_{NLDAS}$ SIMULATION (BLUE) AND $SECH3_{NLDAS}$ SIMULATION (CROSSED BLUE).

The remaining time lag of two months between $SECH3_{NLDAS}$ and observed streamflow can be explained by the interannual variation simulated by the model (Fig.5.10). The pronounced underestimation of the peak flow simulated by SECHIBA in March 1997 together with the large overestimation in May 1999 explains the result obtained for the mean time period 1997-1999.

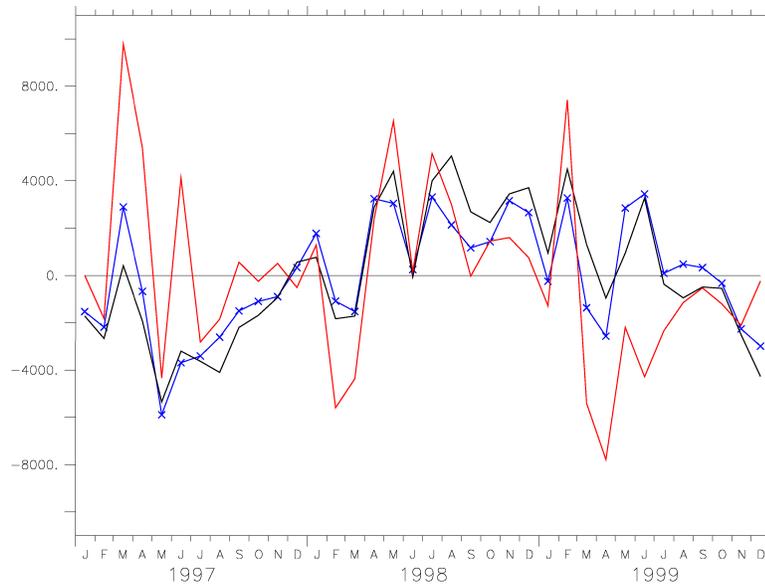


Figure 5.10: ANOMALY TIME SERIES OF MONTHLY MEAN STREAMFLOWS ($m^3.s^{-1}$) AT VICKSBURG STATION, FOR THE TIME PERIOD 1997-1999 FROM OBSERVATIONS (RED), $SECH_{NCC}$ SIMULATION (BLACK) AND $SECH3_{NLDAS}$ SIMULATION (CROSSED BLUE).

These results clearly show that an appropriate routing time step is necessary when we use a forcing resolution higher than 1° with the routing scheme of SECHIBA. We have tested division of the routing time step by a factor higher than 12 and the results do not show a significant impact on streamflow seasonality (not shown) in agreement with Sushama et al. (2004)'s results. The solution had already converged and two hours routing interval is sufficient for the Mississippi river basin at eighth degree resolution.

Streamflow of the Mississippi river sub-basins with both resolutions

We analyze the results obtained with $SECH_{NCC}$, $SECH2_{NLDAS}$ and $SECH3_{NLDAS}$ experiments at the stations located at the outlets of the sub-basins of the Mississippi river basin (see Fig.5.2). According to Figure 5.11, all the hydrographs of the sub-basins point out, more or less, the same effect of the time shift correction. Highest effect is obtained over Missouri river basin where there are very low time constants of stream reservoirs and consequently fast variation of water amount due to high level of declension. The use of a more appropriate routing time step enables the routing module to simulate these fast events over this basin.

The comparison between $SECH_{NCC}$ and $SECH3_{NLDAS}$ points out the ability of SECHIBA to simulate very different streamflows in term of magnitude and seasonality according to the station considered (Fig.5.11). In fact, 80% of the Mississippi river discharge is due to the Ohio, Missouri and Upper Mississippi river flows (Benke and Cushing, 2005) whose streamflows results at their outlets (Metropolis, Hermann and Keokuk respectively) are detailed next. In addition, stations showing low flows such as Valley City, Venedy Station and DeValls Bluff are chosen to test the more or less accuracy of SECHIBA to represent streamflow at regional scale with high resolution inputs.

The natural streamflow of the Ohio river, mainly represented by Metropolis hydrograph, is characterized by a high precipitation regime (about 1000 mm.y^{-1}) occurring during spring and summer which explains a very pronounced seasonality: a very high peak flow (up to $19000\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) is observed in March and a second one, less intense ($11000\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$), in June (Fig.5.11); low flows occur during autumn. The annual mean magnitude of natural streamflow is about $8300\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (Table 5.7) which represents more than a half of the Mississippi river discharge at Vicksburg. Results of simulated streamflow obtained with both forcings at Metropolis shows the underestimation of the two peak flows due to the non-representation of the two extremes events in 1997 (not shown) inducing an underestimated rising limb and mainly contributing to the underestimation of Vicksburg peak flow. However, the falling limb of Metropolis hydrograph is in good agreement with the natural one. The monthly correlation with observations is around 0.8 suggesting a quite good agreement with observations even a seasonality not enough pronounced, the standard deviation being around 0.5 (Fig.5.12).

The natural streamflow of the Upper Mississippi river, mainly represented by Keokuk hydrograph, is also characterized by a high precipitation regime (about 950 mm.y^{-1}) occurring during spring. The snow melt in April and May is a major process inducing the high peak flow occurring in April (about $5000\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$); the low flows occur during autumn (Fig.5.11). The annual mean magnitude of natural streamflow is about $2500\text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (Table 5.7). SECHIBA simulates with accuracy the rising limb with both simulations, even more the $SECH3_{NLDAS}$ one where the peak flow is well captured in April. In May, SECHIBA overestimates the streamflow with $SECH3_{NLDAS}$ whereas $SECH_{NCC}$ is much closer to the observations. The falling limb with $SECH3_{NLDAS}$ is consequently overestimated compared to the observed one.

Streamflow during the three last months is well simulated with $SECH3_{NLDAS}$. The monthly correlation of $SECH3_{NLDAS}$ simulation with observations is high (about 0.85) and better than $SECH_{NCC}$ (less than 0.75) (Fig.5.12). Both have a similar standard deviation around 1 suggesting a good seasonality.

The natural streamflow of the Missouri river, mainly represented by Hermann hydrograph, is low (annual mean magnitude is about $3400 m^3.s^{-1}$ according to Table 5.7), comparing to its large basin surface ($13.6.10^5 km^2$), because of the high evaporation in this semiarid region and the low rate of precipitations ($580 mm.y^{-1}$ for the time period 1997-1999). The contribution in runoff is largely due to snow melt over the Rocky mountains in spring inducing a natural peak flow in April. The streamflow remains high during the two next months because of the high precipitations. Both simulations with SECHIBA point out the difficulty for the model to represent the streamflow at the outlet of the Missouri basin: it is the worst represented by SECHIBA with both forcings comparing to other sub-basins (Fig.5.11). The correlation coefficient is around 0.7 and the standard deviation is around two units (Fig.5.12) which means that the seasonality is not satisfactory. Moreover, the model largely overestimates the peak flow period. However, the natural peak flow observed at the outlet of this basin is not as pronounced as the peaks over the other basins outlets which suggests a possible influence of dams on streamflow. In fact, Graf (2006) found that very large dams reduce by 67% the annual peak discharges on average over the United States. Moreover, over the Missouri basin, the ratio of maximum storage capacity of dams (m^3) to store annual mean runoff ($m^3.y^{-1}$) is estimated at 2.51 years whereas it is much lower for the other sub-basins of the Mississippi river basin: 0.37 for Ohio, 0.59 for Upper Mississippi and 0.72 for the Arkansas (Graf, 1999). In other words, dams over the Missouri basin potentially store about two and a half times the annual mean runoff inducing a mean decrease of streamflow over the year and reducing the annual peak discharge. SECHIBA does not take into account these effects of dams on streamflow in simulations which may explain, at least in part, the overestimation of the peak flow obtained with the model compared to observations which take into account dams effects.

Murray Dam observed seasonality is very contrasted: the natural peak flow occurs in March whereas the low flow period occurs in August and September (Fig.5.11). We note that streamflow increases during the end of the year. The annual mean magnitude of natural streamflow is about $1700 m^3.s^{-1}$ (Table 5.7). SECHIBA captures well the contrasted seasonality with the two forcing data (the standard deviation is around 0.7 according to Figure 5.12) and a good correlation with observation is founded (between 0.85 and 0.9). However, we note that the low flows are overestimated with both simulations.

Streamflows with low magnitude such as Venedy Station, DeValls Bluff and Valley City are in less satisfactory agreement with observations (Fig.5.11): they present high errors in magnitude comparing to the observed ones (up to 74%) excepted for Valley City with $SECH3_{NLDAS}$.

The representation of streamflows by the model with NLDAS data, providing informations to SECHIBA at higher resolution, is more accurate in most of catchment and much closer to the observations (Vicksburg, Hermann, Murray Dam), even more for the low flows (Valley City, DeValls Bluff), compared to $SECH_{NCC}$ simulation. The result from $SECH3_{NLDAS}$ for Venedy station is less satisfactory comparing to $SECH_{NCC}$ but less significant. Moreover, the three simulations seem to have too large streamflows: this can be due to an error in runoff and drainage computed by the model.

An overview of the comparison of the three simulations results suggests that choosing the appropriate routing time step is crucial for high resolution simulation with SECHIBA. The fact that the results do not diverge in seasonality and magnitude comparing to observations, at least

for high and medium streamflows, suggests that the order of magnitude of 12 to divide routing interval is quite satisfactory. A monthly correlation coefficient between 0.65 to 0.95 for the main river flows of the Mississippi river basin (Fig.5.12) is satisfactory for SECHIBA according to its global and simple parametrization of routing. For land surface model community, a good capture of magnitude and seasonality during the year is appreciated to give information for further study investigating over a long period such as climate change simulations.

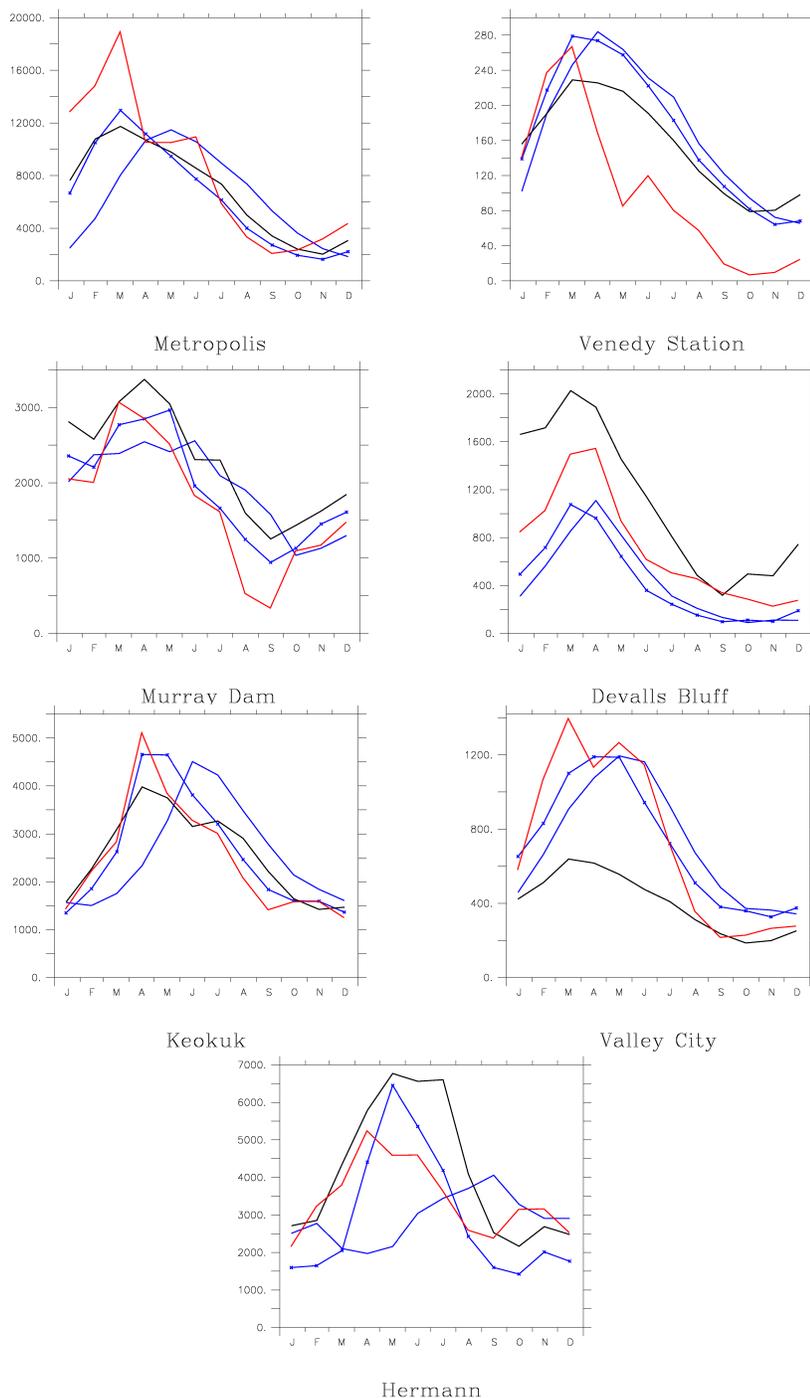


Figure 5.11: MONTHLY MEAN STREAMFLOWS ($m^3.s^{-1}$) AT SEVEN STATIONS REPRESENTATIVE OF EACH SUB-BASINS OF THE MISSISSIPPI RIVER BASIN (METROPOLIS AND VENEDY STATION (OHIO BASIN), MURRAY DAM AND DEVALLS BLUFF (UPPER ARKANSAS BASIN), KEOKUK AND VALLEY CITY (UPPER MISSISSIPPI BASIN) AND HERMANN (MISSOURI BASIN)), FOR THE MEAN TIME PERIOD 1997-1999, FROM OBSERVATIONS (RED), $SECH_{NCC}$ SIMULATION (BLACK), $SECH2_{NLDAS}$ SIMULATION (BLUE) AND $SECH3_{NLDAS}$ SIMULATION (CROSSED BLUE).

Class of streamflow	Stations	$SECH_{NCC}$ (err_{rel} (%))	$SECH3_{NLDAS}$ (err_{rel} (%))	Observations
High	Vicksburg	19031 (+16.8)	15154 (-6.98)	16291
	Metropolis	6870 (-17.4)	6642 (-20.1)	8314
Medium	Hermann	4131 (+20.7)	3174 (-7.3)	3422
	Keokuk	2563 (+3.7)	2720 (+10.1)	2471
	Murray Dam	2271 (+32.6)	2032 (+18.6)	1713
Low	Valley City	401 (-44.4)	742 (+2.9)	721
	DeValls Bluff	1101 (+54.4)	445 (-37.6)	713
	Venedy station	154 (+52.5)	176 (+74.3)	101

Table 5.7: ANNUAL MEAN STREAMFLOWS ($m^3.s^{-1}$) AT EACH STUDIED STATIONS, FOR THE MEAN TIME PERIOD 1997-1999, FROM $SECH_{NCC}$ SIMULATION, $SECH3_{NLDAS}$ SIMULATION AND OBSERVATIONS. The values in italic between brackets represent the relative bias, err_{rel} (%), between the annual mean simulated streamflow Q_{ORCH} and the annual mean observed one Q_{OBS} : $err_{rel} = \left[\frac{(Q_{ORCH} - Q_{OBS})}{Q_{OBS}} \right] .100$. We divide the results representation for the stations in three classes according their annual mean natural streamflow values: high streamflows ($> 5000 m^3.s^{-1}$), medium streamflows (between 1000 and $5000 m^3.s^{-1}$) and low streamflows ($< 1000 m^3.s^{-1}$).

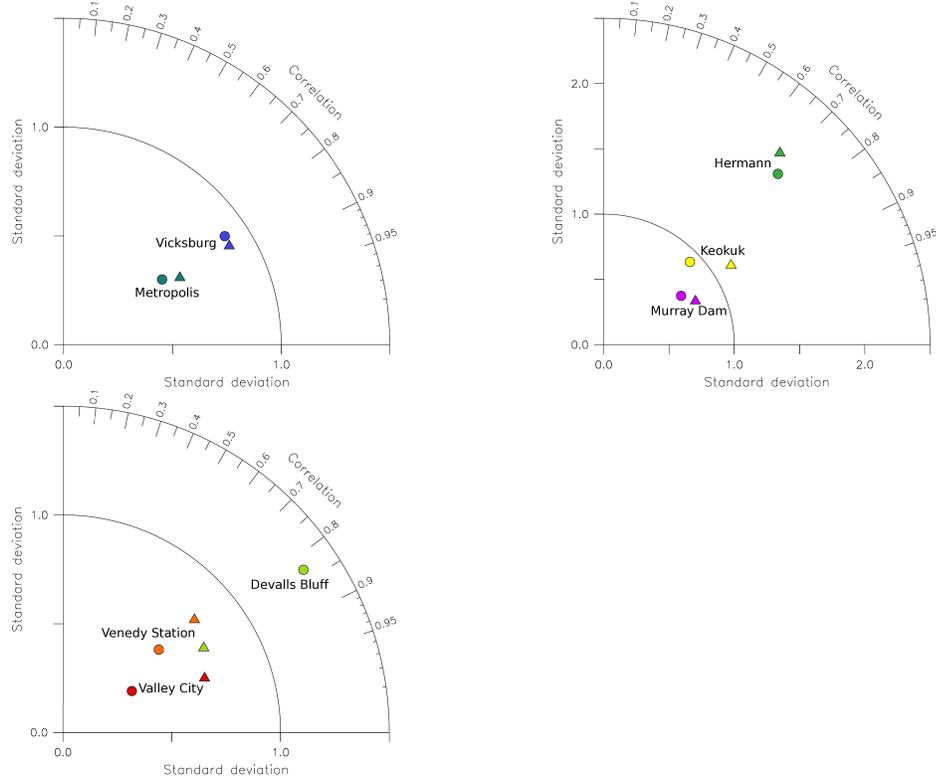


Figure 5.12: TAYLOR DIAGRAM (TAYLOR, 2001) ILLUSTRATING STATISTICS OF $SECH_{NCC}$ (CIRCLE) AND $SECH3_{NLDAS}$ (TRIANGLE) SIMULATIONS OF THE STREAMFLOWS COMPARED TO OBSERVATIONS FROM 1997 TO 1999. Each station is represented by a different color. Results are presented in a separate Taylor diagram for each class (detailed in Table 5.7).

LSM intercomparaison of simulated streamflow

We compare our results with streamflow simulations performed by four other LSMs (NOAH, MOSAIC, VIC and SAC, Lohmann et al., 2004) in order to evaluate the quality of our NLDAS river flows simulation. All the models were forced by NLDAS with no radiation correction for October 1997-September 1999. In order to make it fair, the intercomparison has been conducted using $SECH4_{NLDAS}$ which does not consider any radiative correction. Stations across the Mississippi river basin available in this paper are chosen for this study: Vicksburg¹, Keokuk, Metropolis and Little Rock (near Murray Dam). Results of the $SECH4_{NLDAS}$ simulation are compared to those of Lohmann et al.. According to Figure 5.13, the four LSMs exhibit large variations ; the streamflow simulated by SECHIBA is in good agreement with observations. Leaving out the radiation correction actually improved SECHIBA results. This was most likely because of compensating errors. We find again at Vicksburg a result with SECHIBA in agreement with observations. Some models such as SAC and MOSAIC underestimate annual flow with a shifted seasonality: too much pronounced low flows are simulated by MOSAIC whereas SAC does not simulate a seasonality as pronounced as the observed one. On the contrary, VIC overestimates the flow and gives a too much pronounced seasonality. NOAH and SECHIBA do a good job in terms of seasonality and magnitude. However, peak flows are better captured by SECHIBA. Those weaknesses are generalized over the other stations expected at Metropolis where VIC captures well the seasonality and SECHIBA underestimates the high flows.

¹We add Murray Dam and DeValls Bluff SECHIBA results to Vicksburg one in order to compare observations used in Lohmann et al.'s paper because of the problem described in section 5.2.3 of this article.

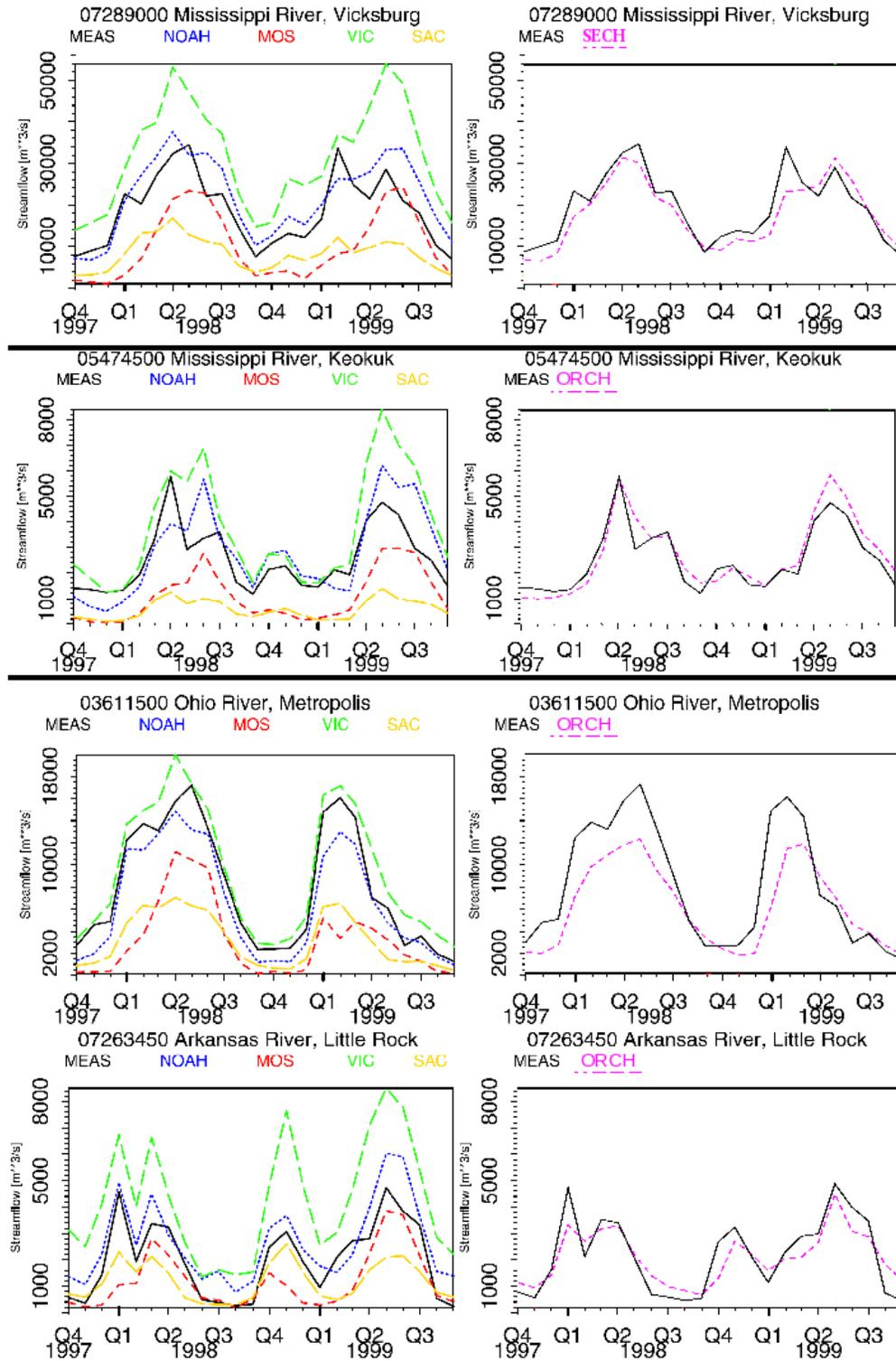


Figure 5.13: MONTHLY MEAN STREAMFLOWS ($m^3 \cdot s^{-1}$) AT FOUR MISSISSIPPI RIVER BASIN STATIONS, FOR THE TIME PERIOD OCTOBER 1997-SEPTEMBER 1999, FROM OBSERVATIONS (BLACK), FOUR LSMs SIMULATIONS (COLORS, LEFT) (LOHMANN ET AL., 2004) AND $SECH_4_{NLDAS}$ SIMULATION (DASHED PINK, RIGHT) .

5.2.5 Conclusion

We have tested the sensibility of SECHIBA routing scheme to two forcing data sets differing in resolution over the Mississippi river basin in terms of streamflow. The simulation at low NCC resolution, generally used for offline simulation, gives good results of streamflow seasonality comparing with observations. To simulate streamflow with NLDAS high resolution (0.125°), we have had first to reduce the parameter controlling the river tortuosity in the mesh, given by a 0.5° resolution map. A time-shift of the streamflow seasonality up to four months has been found comparing to observations over all the main stations of the basin. We showed that an appropriate routing time step is necessary when we change the time constant of the stream reservoir governed by the tortuosity of the river. Streamflow seasonality is improved when we reduce the routing time step for high resolution simulation, in agreement with Sushama et al. (2004) results. A comparison with four LSMs has shown the good performance of SECHIBA to represent streamflow over the Mississippi river basin at NLDAS resolution. In order to improve streamflow simulation, experiments taking into account irrigation over the basin could help to reduce the uncertainties in anthropogenic effects on streamflow results. Moreover, including dams parametrization in SECHIBA routing scheme would add precision in simulated streamflow particularly for Missouri river flow where many dams are present. However, improvements of parametrization for simulations at high resolution are useful to be able to study water resources in climate change context.

Acknowledgments

We thank NLDAS and FLUXNET communities to provide us data sets. Simulations and NLDAS forcing building for SECHIBA model were performed with help by the IPSL engineer Martial Mancip and using computational facilities of the Institut du Développement et des Ressources en Informatique Scientifique (IDRIS, CNRS, France).

Appendix A

Large variations in radiation have been found between NCC and NLDAS data sets: the annual mean relative error is about 21% for short-wave and 8% for long-wave radiation over the Mississippi river basin (see Fig.5.18). In order to decide which one of the two sets is most likely to be correct, NCC and NLDAS data are compared to observations from FLUXNET, a global network of biosphere-atmosphere flux measurements (Baldocchi et al., 2001), over seven stations across U.S.A. during the time period 1997-1999 (Fig.5.14).

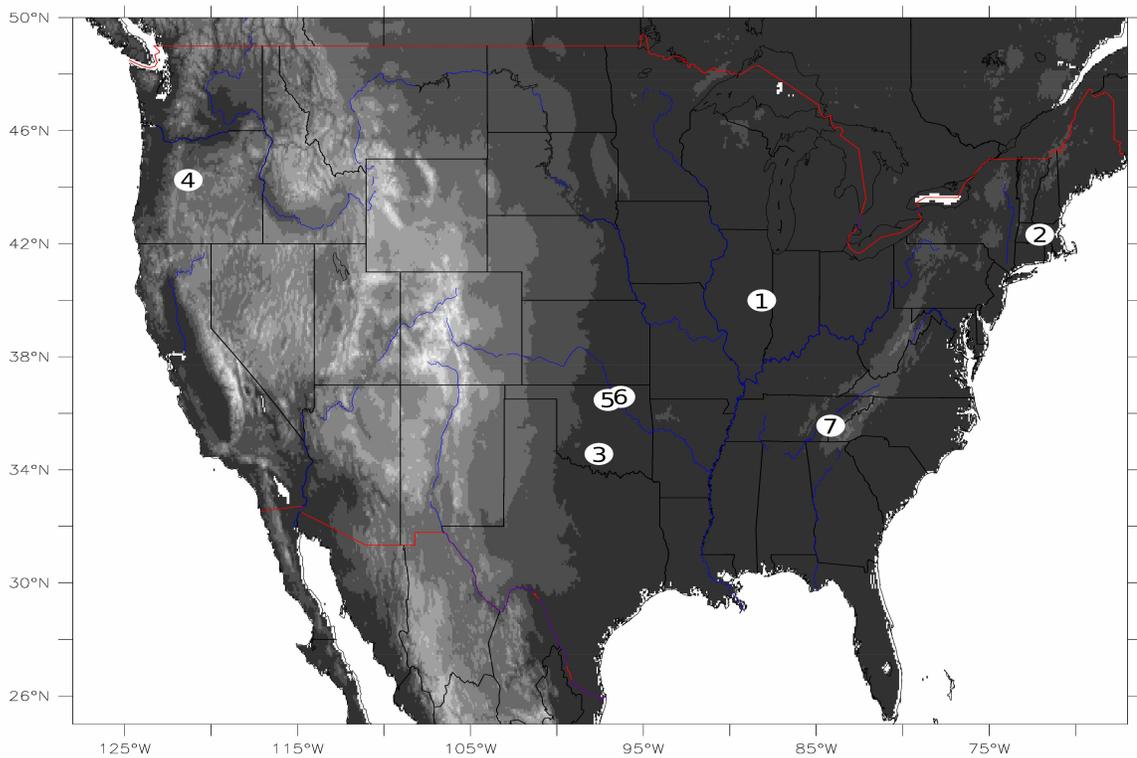


Figure 5.14: AMERIFLUX TOWERS LOCALIZATION. 1- BONDVILLE (IL) 2- HARVARD FOREST (MA) 3- LITTLE WASHITA (OK) 4- METOLIUS (OR) 5- PONCA CITY (OK) 6- SHIDLER (OK) 7- WALKER BRANCH (TN).

Good agreement is found between NCC short-wave radiation and FLUXNET observations whereas NCC long-wave radiation was systematically underestimated compared to FLUXNET data (Figs.5.15 & 5.16). NLDAS short-wave data are systematically overestimated and the long-wave radiation even more underestimated than that of NCC. Luo et al. (2003) reached the same conclusion about NLDAS radiation and consider that the errors compensated in net surface radiation.

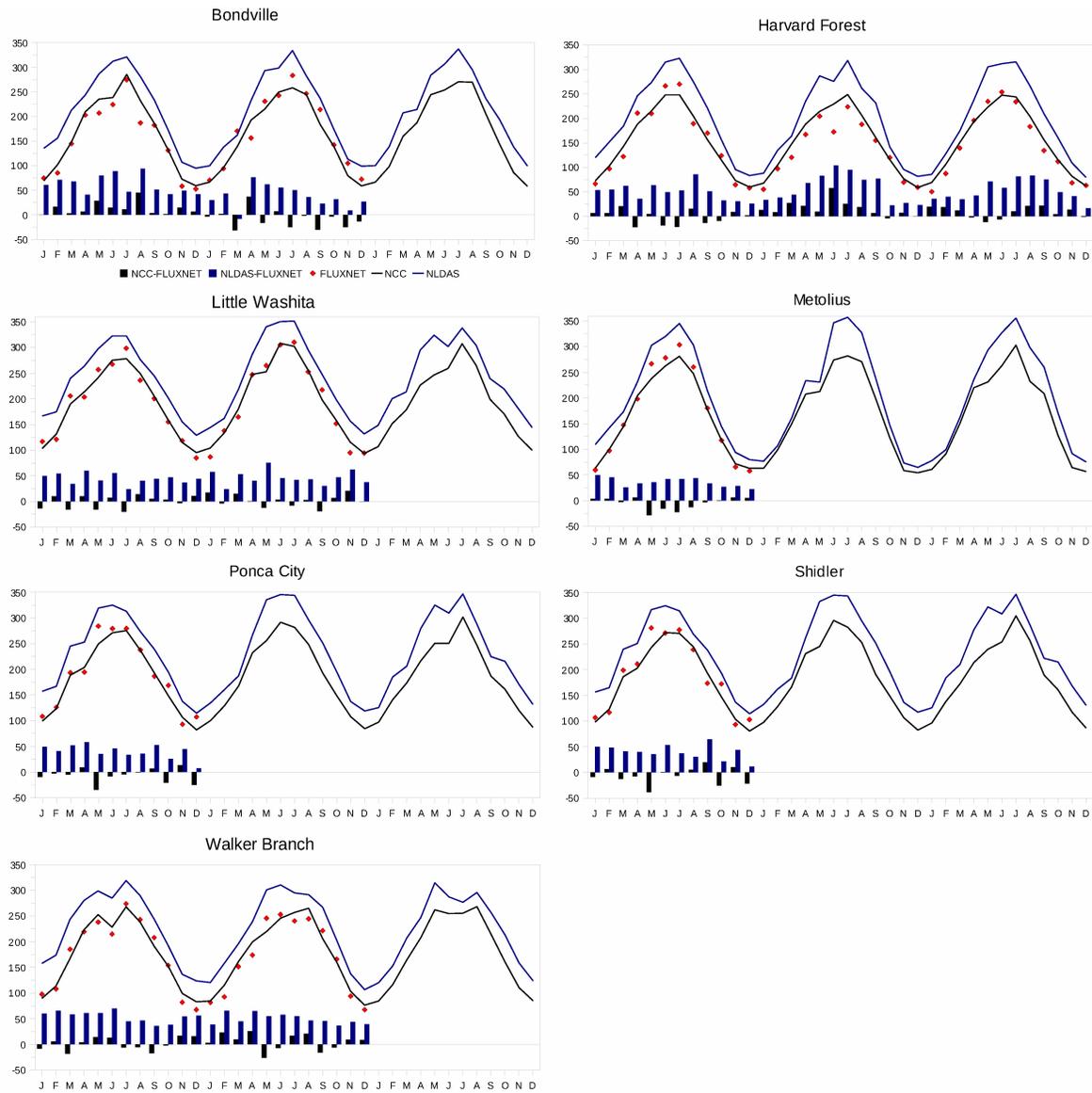


Figure 5.15: MONTHLY MEAN DOWNWARD SHORTWAVE RADIATION ($W.m^{-2}$) OVER SEVEN FLUXNET TOWERS ACROSS THE U.S.A., FOR THE TIME PERIOD 1997-1999, FROM NLDAS (BLUE), NCC (BLACK) AND OBSERVATIONS DATA (RED POINTS). Histograms represent the difference between the forcing data and observations.

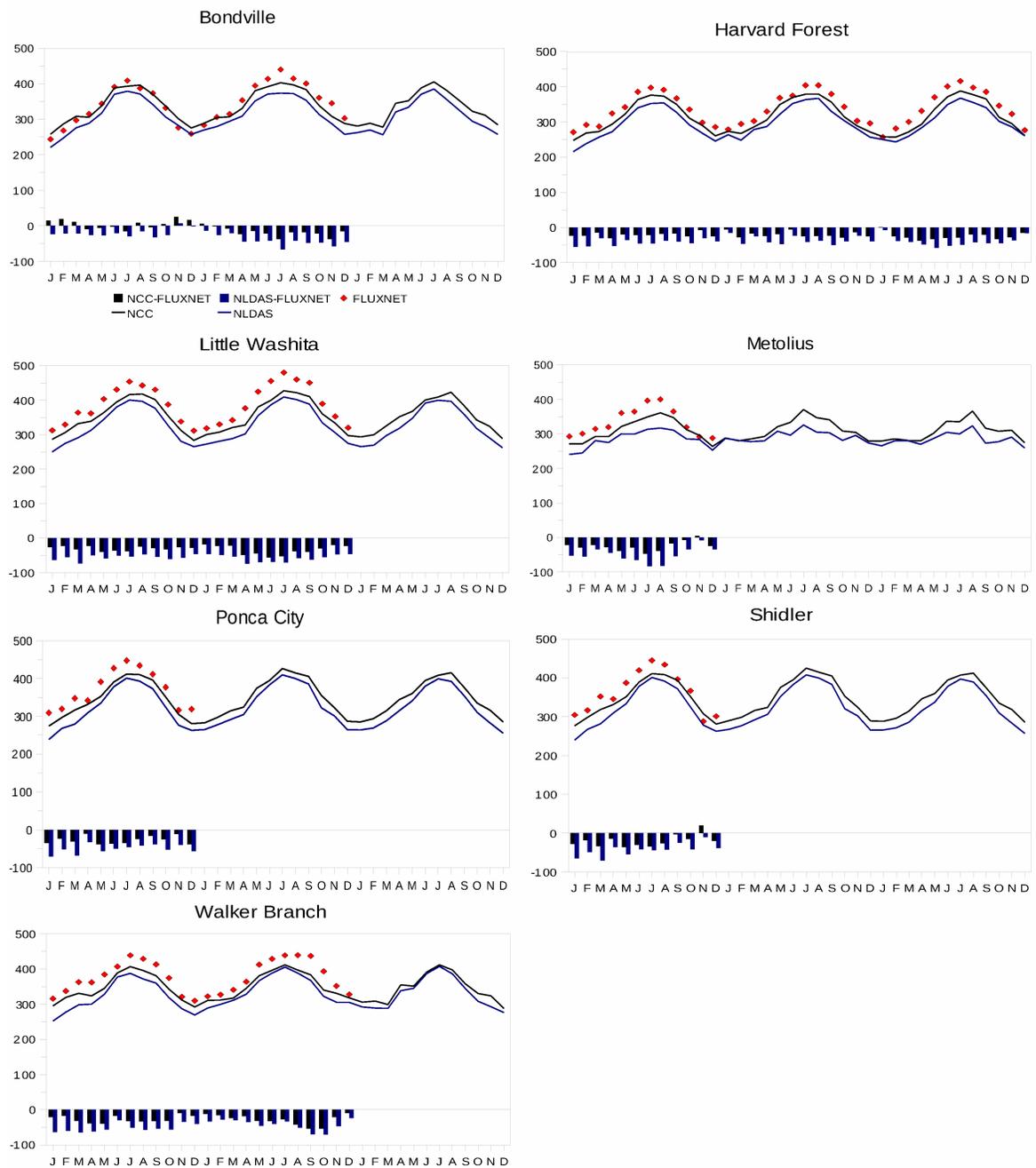


Figure 5.16: SAME AS FIG.5.15 BUT FOR DOWNWARD LONGWAVE RADIATION ($W.m^{-2}$).

Appendix B

Linear regressions of the shortwave and longwave radiations are performed between the two forcings (Fig.5.17 left) and the correction is applied (Fig.5.17 right and Fig.5.18).

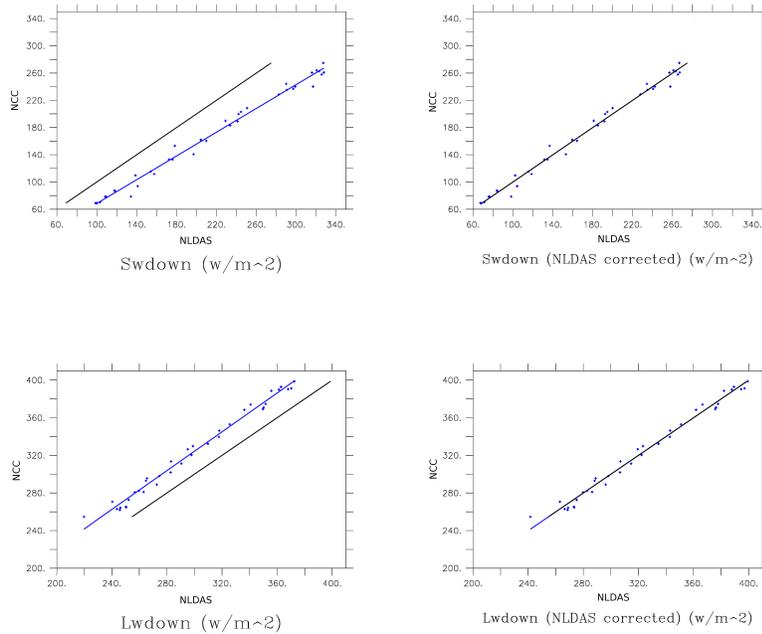


Figure 5.17: SCATTER PLOT REPRESENTING THE LINEAR REGRESSIONS OF SHORTWAVE (UPPER SIDE) AND LONGWAVE RADIATIONS (LOWER SIDE) (BOTH IN $W.m^{-2}$) BETWEEN NCC AND NLDAS FORCINGS (BLUE) OVER THE MISSISSIPPI RIVER BASIN, DURING THE TIME PERIOD 1997-1999. The black line represents the first bisector. Left: before NLDAS radiation correction; right: after NLDAS radiation correction.

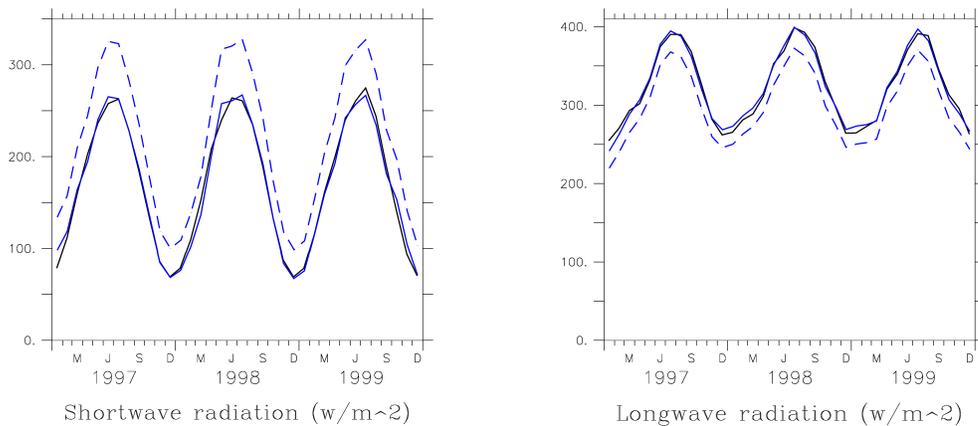


Figure 5.18: MONTHLY MEAN DOWNWARD SHORTWAVE (LEFT) AND LONGWAVE (RIGHT) RADIATIONS (BOTH IN $W.m^{-2}$) OVER THE MISSISSIPPI RIVER BASIN, FOR THE TIME PERIOD 1997-1999, FROM NCC (BLACK), NLDAS (DASHED BLUE) AND NLDAS FORCING WITH CORRECTION (BLUE).

5.3 Conclusion du chapitre

Cette étude a montré que, quand on utilise une résolution très supérieure à un degré avec le module de routage de SECHIBA, il était indispensable d'adapter, non seulement le paramètre d'index de rétention d'eau mais aussi le pas de temps de calcul du schéma de routage afin d'intégrer tous les processus d'écoulements rapides. Avec cette correction, nous avons pu mettre en évidence la bonne concordance des débits simulés avec les observations non seulement à l'embouchure du Mississippi mais aussi pour la majorité de ses affluents. Néanmoins, il faut rester prudent sur un bassin où l'anthropisation est forte (irrigation mais aussi barrages, prélèvements municipaux...) et influence fortement les débits des fleuves. Les mesures comparées à nos résultats de modèle prennent en compte l'anthropisation du bassin contrairement à notre modèle dans cette étude. Par exemple, l'absence de la modélisation des barrages est une source d'incertitude majeure lorsque nous menons des études comparatives entre débits simulés et mesurés. Une carte des barrages pourrait être prescrite au modèle afin de renseigner le stockage par l'homme de l'eau ruisselée et drainante.

Une suite à ce travail pourrait se révéler fort utile pour détecter s'il existe, à une résolution donnée, une modification brusque de la saisonnalité des débits simulés. En effet, il serait intéressant de tester le modèle à plusieurs résolutions comprises entre 1 et 0.125°. Il est aussi évident que la résolution de la carte des bassins versants à la résolution du demi degré ne peut pas apporter de l'information suffisante pour une résolution de modèle à 0.125°. La perspective d'une nouvelle carte des bassins versants (et aussi d'index de rétention d'eau) à une résolution plus fine serait à envisager dans les prochains travaux avec SECHIBA. Cette étape de travail serait cruciale pour une représentation de la ressource en eau à l'échelle régionale avec ce modèle.

Enfin, je pense qu'une des grandes incertitudes dans la représentation des processus de routage de l'eau dans SECHIBA est l'écoulement dans le réservoir profond qui est censé représenter le flux d'eau souterrain dans les nappes qui a un effet tardif sur le débit des fleuves. La constante de temps du réservoir fleuve semble suffisante pour représenter l'écoulement des fleuves via l'index de rétention d'eau et une constante. En revanche, la topographie souterraine est parfois très différente de celle de surface. Par conséquent, attribuer un même index de rétention d'eau, en un point donné, aux réservoirs de surface et souterrain est problématique. Une carte géologique pourrait renseigner le modèle sur l'attribution d'un nouvel index de rétention d'eau pour le réservoir profond.

Chapitre 6

Evaluation de la nouvelle représentation de la demande en irrigation

Dans un premier temps, nous comparons en mode “offline” (aucune rétroaction représentée de la surface vers l’atmosphère) la demande en irrigation simulée avec SECHIBA (forcé par NCC) en fonction de deux calculs qui ont été détaillés dans la section 2.4.4 : une demande en irrigation dépendante du coefficient cultural et la nouvelle demande calculée prenant en compte le développement foliaire de la culture. Cette validation de la nouvelle paramétrisation de la demande en irrigation se fait sur les grands bassins irrigués tels que le Mississippi (U.S.A.), le Gange-Brahmapoutre (Inde), le Huang He (Chine) ou encore le Yang-Tzé (Chine). Les résultats sont comparés avec ceux obtenus avec un modèle global de demande en irrigation, WaterGAP (Water-Global Assessment and Prognosis, Doll and Siebert, 2002, voir encadré ci-dessous). Deux simulations ont été réalisées dans le but de valider le nouveau calcul de demande en irrigation proposé dans SECHIBA :

- $SECH_{Ir1}$: simulation avec une irrigation qui dépend de Ir_{potOLD} , c’est à dire d’une demande en irrigation ne prenant pas en compte le LAI des cultures mais seulement un coefficient cultural.
- $SECH_{Ir2}$: simulation avec une irrigation qui dépend de Ir_{pot} , c’est à dire d’une demande en irrigation prenant en compte le LAI des cultures à travers leur transpiration potentielle.

WaterGAP

Le modèle global de l’Université de Kassel (Allemagne) WaterGAP (Water-Global Assessment and Prognosis, Doll and Siebert, 2002) simule les ressources en eau ainsi que son utilisation à la résolution des bassins versants ($0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$). Sur chaque unité d’aires irriguées données par une carte, la demande en irrigation est calculée en fonction du climat, du type de culture (type riz ou non riz) et du degré d’exploitation agricole. Les résultats de ce modèle présentés dans ce chapitre sont la demande en irrigation simulée.

6.1 Résultat sur le bassin versant du Mississippi

L'irrigation en régions tempérées, telles que le bassin du Mississippi, se fait principalement en été : le déficit hydrique de l'air est important (rayonnement solaire fort) et l'apport en eau par précipitations n'est plus suffisant pour satisfaire la demande hydrique des cultures. WaterGAP simule une demande en irrigation en cohérence avec la réalité c'est à dire qu'elle est maximale durant les mois d'été (jusqu'à $15,0 \cdot 10^{-2} \text{ mm} \cdot \text{j}^{-1}$ en juillet) et nulle en moyenne sur le bassin de Novembre à Mars (figure 6.1).

En estimant la demande en irrigation en fonction du coefficient cultural, SECHIBA simule celle-ci sur toute l'année (moyenne de $8,7 \cdot 10^{-2} \text{ mm} \cdot \text{j}^{-1}$) y compris de Novembre à Mars ($3,7 \cdot 10^{-2} \text{ mm} \cdot \text{j}^{-1}$). Par conséquent, il persiste une irrigation durant cette période (moyenne de $2,1 \cdot 10^{-2} \text{ mm} \cdot \text{j}^{-1}$). Le coefficient de culture est fixe toute l'année et ne rend pas compte du développement foliaire d'une culture qui devrait être absente en hiver et qui ne se développe qu'à partir du printemps dans une région tempérée telle que le Mississippi. En revanche, le fait de faire dépendre la demande en eau des cultures de leur LAI à travers leur transpiration potentielle réduit sensiblement la demande en irrigation sur la période hivernale (moyenne de $0,8 \cdot 10^{-2} \text{ mm} \cdot \text{j}^{-1}$) soit d'environ 22%. La demande en irrigation simulée par SECHIBA est alors en meilleur accord avec celle de WaterGAP non seulement en hiver mais aussi au printemps et en automne. L'irrigation maximale en juillet simulée avec SECHIBA reste cependant inférieure d'environ 17% à celle de WaterGAP. Toutefois, la variabilité interannuelle indique que seule la première année de simulation présente une sous-estimation en demande en irrigation avec notre nouveau calcul par rapport à WaterGAP alors que la deuxième présente une saisonnalité similaire entre les deux modèles (figure 6.2).

6.1. RÉSULTAT SUR LE BASSIN VERSANT DU MISSISSIPPI

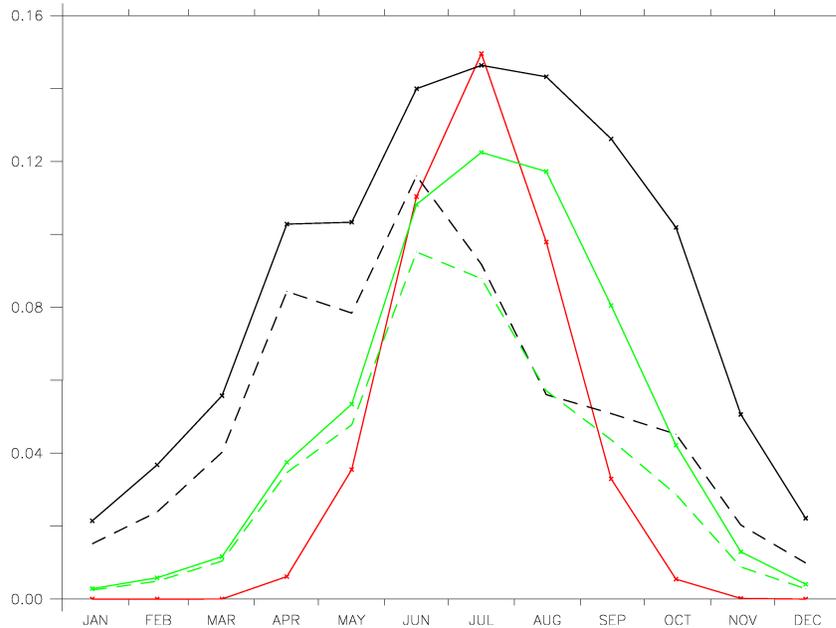


FIG. 6.1 – DEMANDE EN IRRIGATION (TRAIT PLEIN) ET IRRIGATION (TRAIT POINTILLÉ) SELON SECHIBA (NOIR : $SECH_{Ir1}$, VERT : $SECH_{Ir2}$) ($mm.j^{-1}$), SUR LE BASSIN DU MISSISSIPPI, SUR LA PÉRIODE MOYENNE 1987-1988. COMPARAISON AVEC LA DEMANDE EN IRRIGATION SELON WATERGAP (ROUGE).

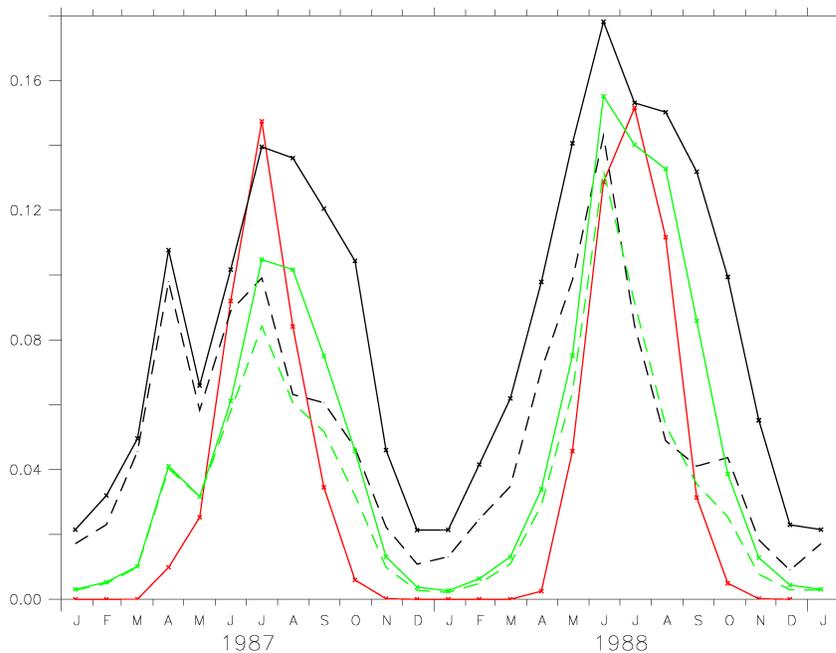


FIG. 6.2 – DEMANDE EN IRRIGATION (TRAIT PLEIN) ET IRRIGATION (TRAIT POINTILLÉ) SELON SECHIBA (NOIR : $SECH_{Ir1}$, VERT : $SECH_{Ir2}$) ($mm.j^{-1}$), SUR LE BASSIN DU MISSISSIPPI, SUR LA PÉRIODE 1987-1988. COMPARAISON AVEC LA DEMANDE EN IRRIGATION SELON WATERGAP (ROUGE).

Comme nous l'avons vu, le bassin du Mississippi présente un déficit contrasté entre la région Est humide et Ouest sèche. C'est pourquoi la demande en irrigation est logiquement concentrée sur la région Ouest du bassin du fait d'un climat aride. Les deux modèles représentent bien cette disparité en été (figure 6.3 en haut) mais SECHIBA présente une sous-estimation en demande en irrigation par rapport à WaterGAP sur la région Ouest du bassin (figure 6.3 en bas à droite), particulièrement le long des Rocheuses jusqu'à plus de $0,8 \text{ mm.j}^{-1}$ au Sud-Ouest du bassin (figure 6.3 en bas à gauche).

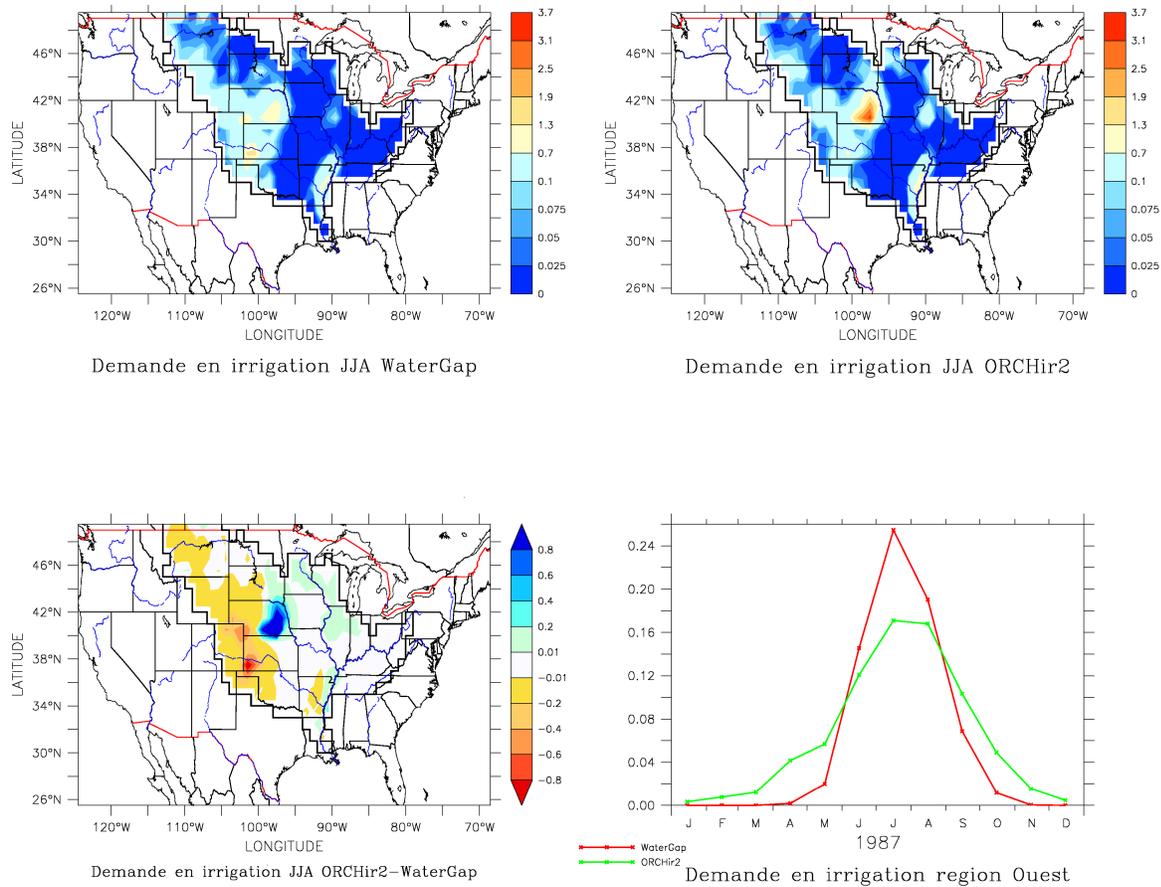


FIG. 6.3 – CARTES : DEMANDE EN IRRIGATION SELON WATERGAP ET $SECH_{Ir2}$ ET LEUR DIFFÉRENCE (mm.j^{-1}), SUR LA PÉRIODE MOYENNE D'ÉTÉ 1987-1988. GRAPHIQUE : DEMANDE EN IRRIGATION SELON WATERGAP (ROUGE) ET $SECH_{Ir2}$ (VERT) (mm.j^{-1}) EN MOYENNE SUR LA RÉGION OUEST DU BASSIN ET SUR LA PÉRIODE MOYENNE 1987-1988.

Outre le fait que les différences de pluies entre le forçage NCC et celui de WaterGAP peuvent contribuer à des demandes en irrigation simulées différentes, la première explication à cette sous estimation réside dans le mode de calcul du LAI dans SECHIBA. Ce sont les prairies C3 qui sont majoritairement présentes sur cette zone (figure 6.4) et, d'après la carte de LAI utilisée par SECHIBA, elles présentent un LAI trop faible en été (entre 0 et 1) (figure 6.5).

Il existe un deuxième mode de calcul du LAI décrit et utilisé dans l'étude du chapitre 4.2 qui semblerait plus approprié pour la calibration étant donné que l'on peut régler le LAI minimal et maximal pour chacun des PFTs. Toutefois, notre calibration offline de la demande

6.1. RÉSULTAT SUR LE BASSIN VERSANT DU MISSISSIPPI

en irrigation est réalisée en vue d'utiliser cette même configuration pour le mode online. Or, il réside quelques incertitudes quant aux valeurs de LAI extrêmes à utiliser lors d'une simulation globale. Ainsi, nous n'utiliserons pas cette méthode. Il serait néanmoins nécessaire de se pencher sur la calibration de la méthode de calcul du LAI afin de pouvoir affiner l'irrigation des cultures.

La deuxième explication de la sous-estimation de la demande en irrigation dans SECHIBA par rapport à WaterGAP réside dans l'utilisation de la résistance stomatique minimale dans le calcul de la transpiration potentielle. La résistance stomatique minimale dépend d'un coefficient k_0 censé différencier les résistances des différents PFTs. Or, dans le modèle, la valeur de ce coefficient est identique pour les quatre PFTs irrigués. Ceci paraît peu cohérent surtout entre les types C3 et C4. Les plantes en C4 fixent le dioxyde de carbone (CO_2) au sein de ses cellules en le concentrant depuis les cellules du mésophylle jusqu'aux cellules de la gaine périvasculaire. De ce fait, la photosynthèse est optimale avec des concentrations en CO_2 atmosphérique actuelles. Elle est surtout efficace en climat chaud car les plantes en C4 peuvent maintenir un faible degré d'ouverture de leurs stomates ce qui réduit les pertes d'eau par la transpiration. Ainsi, leur résistance stomatique minimale devrait être supérieure à celle des plantes en C3.

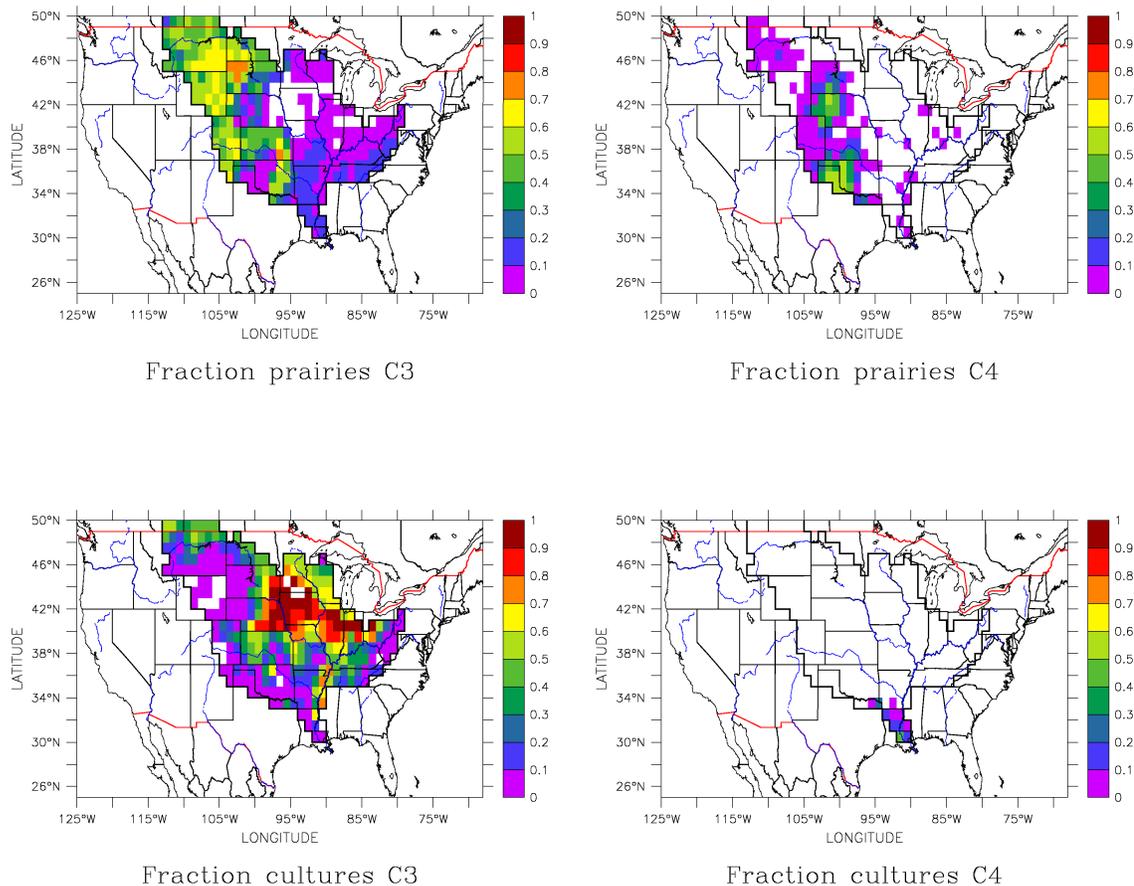


FIG. 6.4 – FRACTION DE VÉGÉTATION DU PIXEL COUVERT PAR LES 4 TYPES DE PFTS IRRIGUÉS SUR LE BASSIN DU MISSISSIPPI.

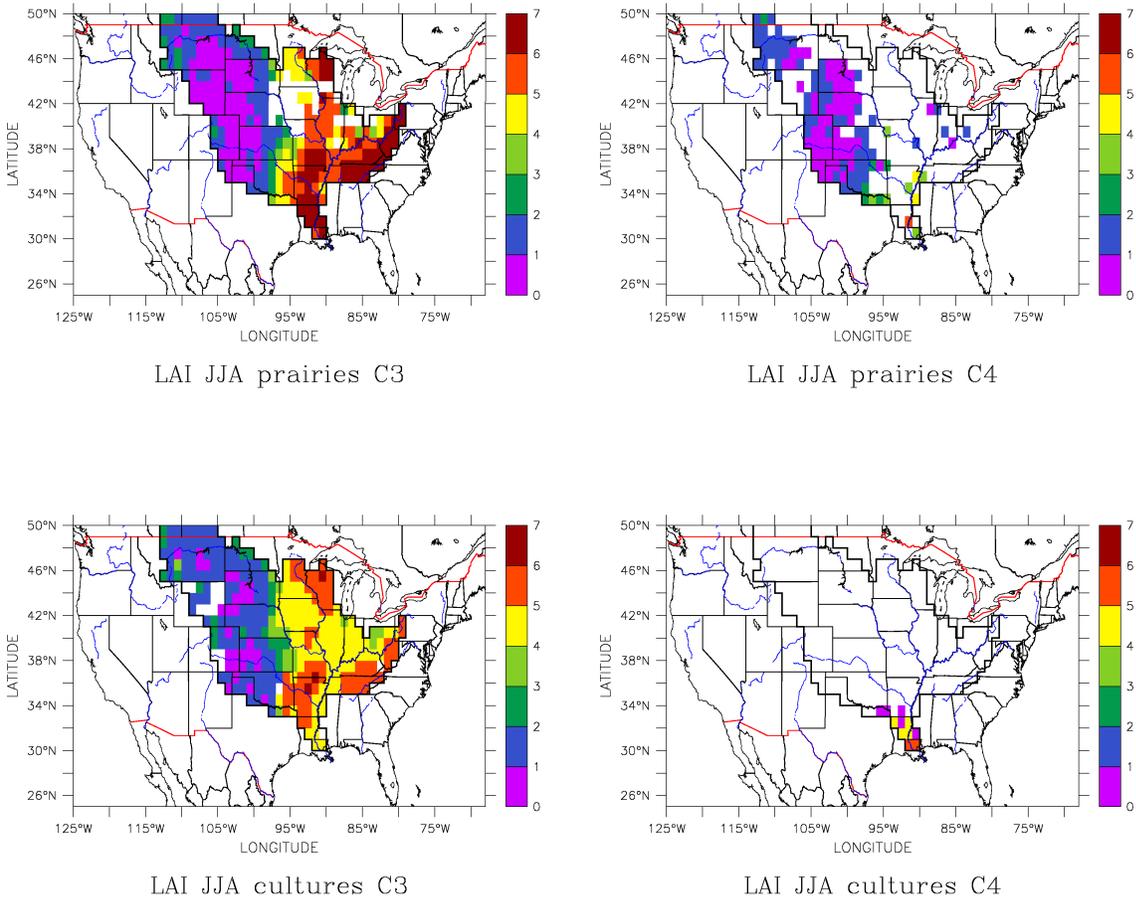


FIG. 6.5 – LAI DES 4 TYPES DE PFTS IRRIGUÉS SUR LE BASSIN DU MISSISSIPPI.

Finalement, malgré quelques incertitudes quant à la quantité en eau à fournir aux cultures sur le bassin du Mississippi, la nouvelle paramétrisation de la demande en irrigation semble plutôt satisfaisante par rapport à l'ancienne formulation qui surestimait l'irrigation en hiver. Il convient à présent de s'assurer que ce nouveau calcul s'applique bien à quelques bassins du monde très différents de celui du Mississippi en terme climatique afin de garder ce mode de calcul pour la simulation couplée.

6.2 Résultats sur les bassins versants asiatiques

Afin de savoir si cette modification dans le calcul de la demande en irrigation est satisfaisante pour d'autres climats, celle-ci est évaluée en Asie, sur le bassin du Gange-Brahmapoutre et sur celui formé par le Huang He (encore appelé Fleuve Jaune) et le Yang Tzé (encore appelé Yangzi Jiang, Chang Jiang, Yang-tsé-Kiang ou Yangtsé) (figure 6.6).

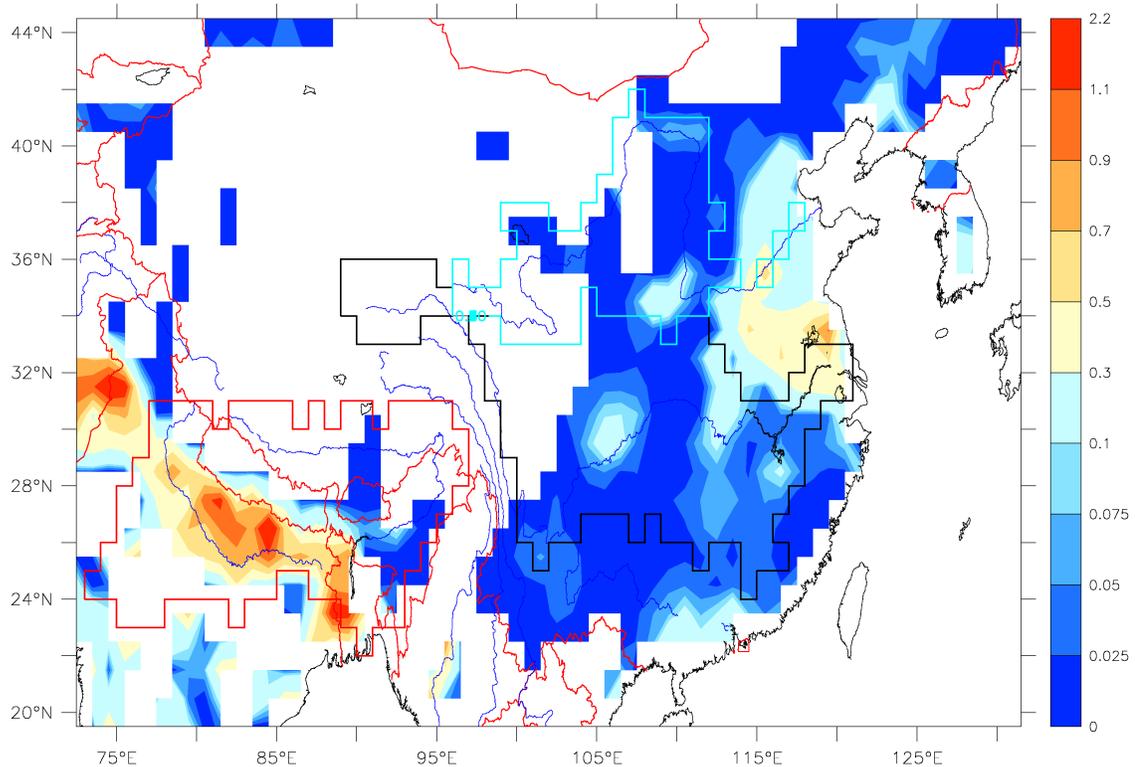


FIG. 6.6 – IRRIGATION SUR LE NORD DE L'INDE ET SUR LA CHINE ($mm.j^{-1}$), SUR LA PÉRIODE MOYENNE 1987-1988. Localisation des bassins du Gange-Brahmapoutre (contour rouge), du Huang He (contour bleu ciel) et du Yang Tzé (contour noir).

Bassin versant du Gange-Brahmapoutre

Le bassin du Gange-Brahmapoutre présente une demande en irrigation durant toute l'année. On note une période de faible intensité lors de la mousson où les fortes pluies (jusqu'à $11,0 mm.j^{-1}$ en Juillet d'après NCC) (figure 6.7 droite) satisfont en grande partie la demande en eau des cultures (la demande en irrigation d'après WaterGAP est de l'ordre de $0,08 mm.j^{-1}$ sur la période de Juin à Septembre d'après la figure 6.8 droite). C'est durant la période suivant la mousson que la demande est maximale (de l'ordre de $0,30 mm.j^{-1}$). En effet, les pluies sont faibles (environ $2,0 mm.j^{-1}$) et le rayonnement solaire incident maximal (environ $200 W.m^{-2}$) d'où une forte demande en eau par les cultures. L'irrigation se fait principalement le long du fleuve du Gange traversant son bassin versant d'est en ouest (figure 6.6).

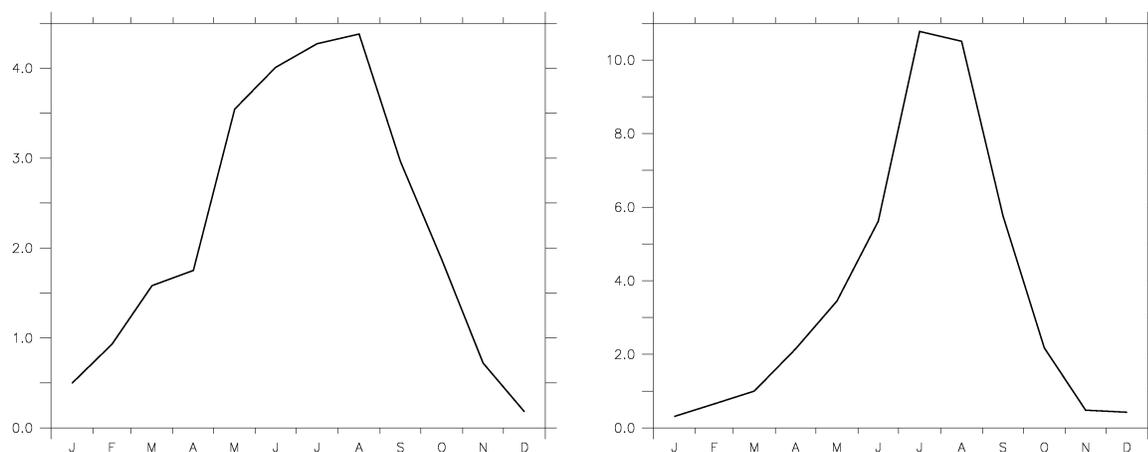


FIG. 6.7 – PRÉCIPITATIONS ($mm.j^{-1}$) SELON NCC, SUR LE BASSIN DU HUANG HE-YANG TZÉ (À GAUCHE) ET LE BASSIN DU GANGE-BRAHMAPOUTRE (À DROITE), SUR LA PÉRIODE MOYENNE 1987-1988.

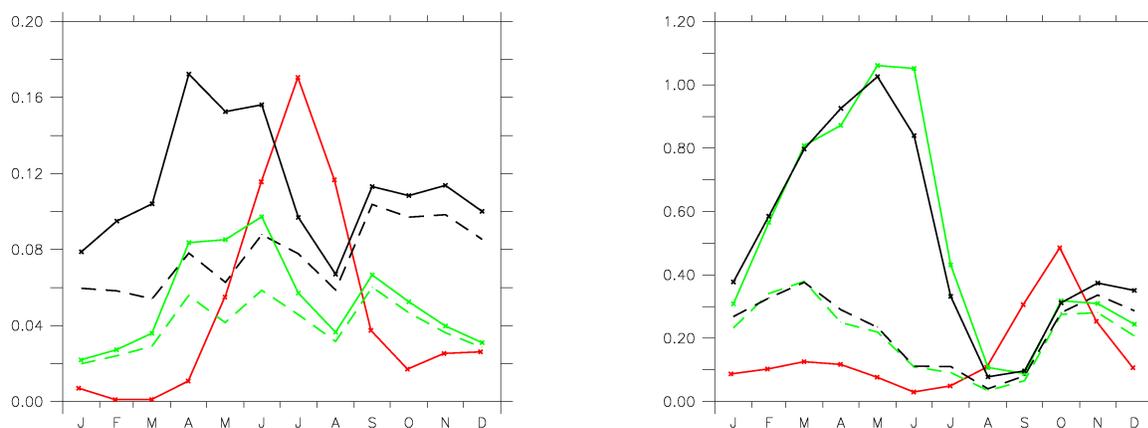


FIG. 6.8 – DEMANDE EN IRRIGATION (TRAIT PLEIN) ET IRRIGATION (TRAIT POINTILLÉ) SELON SECHIBA (NOIR : $SECH_{Ir1}$, VERT : $SECH_{Ir2}$) ($mm.j^{-1}$), SUR LE BASSIN DU HUANG HE-YANG TZÉ (À GAUCHE) ET LE BASSIN DU GANGE-BRAHMAPOUTRE (À DROITE), SUR LA PÉRIODE MOYENNE 1987-1988. COMPARAISON AVEC LA DEMANDE EN IRRIGATION SELON WATERGAP (ROUGE).

Sur le bassin indien, on constate très peu de différence en irrigation quand on fait dépendre la demande en irrigation de la transpiration potentielle (figure 6.8 droite). On remarque une très large sur-estimation de la demande en irrigation avec SECHIBA par rapport à WaterGAP de Novembre à Juillet et une sous-estimation le reste de l'année. On note aussi le retard d'environ un mois de la reprise de l'irrigation après la saison des pluies entre août et septembre. Ces remarques sont valables sur les deux années de simulations (figure 6.9 droite).

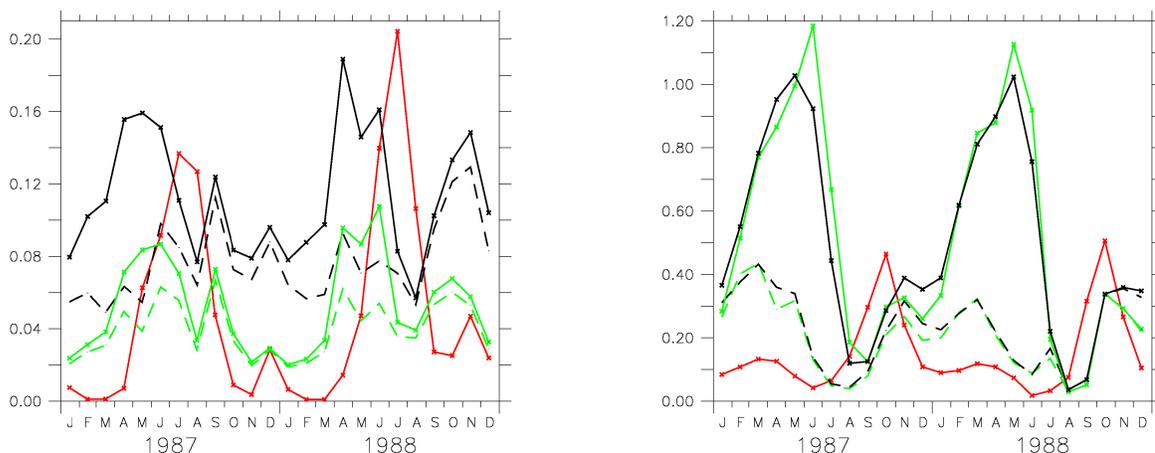


FIG. 6.9 – DEMANDE EN IRRIGATION (TRAIT PLEIN) ET IRRIGATION (TRAIT POINTILLÉ) SELON SECHIBA (NOIR : $SECH_{Ir1}$, VERT : $SECH_{Ir2}$) ($mm.j^{-1}$), SUR LE BASSIN DU HUANG HE-YANG TZÉ (À GAUCHE) ET LE BASSIN DU GANGE-BRAHMAPOUTRE (À DROITE), SUR LA PÉRIODE 1987-1988. COMPARAISON AVEC LA DEMANDE EN IRRIGATION SELON WATERGAP (ROUGE).

Bassin versant du Huang He-Yang Tzé

Sur le bassin chinois, la saisonnalité de la demande en irrigation est profondément différente entre SECHIBA et WaterGAP (figure 6.8 gauche). Notre modèle simule une demande en irrigation constante sur l'année alors que celle de WaterGAP est quasi-nulle de Janvier à Avril et faible d'Octobre à Décembre (de l'ordre de $0,02 mm.j^{-1}$). Elle est maximale durant les mois d'été (jusqu'à $0,17 mm.j^{-1}$). On note que la nouvelle modification introduite dans le calcul de la demande en irrigation dans SECHIBA abaisse celle-ci de plus de la moitié sur l'année mais ne change pas fondamentalement la saisonnalité sur ce bassin. Afin de comprendre un peu mieux une telle différence en saisonnalité simulée entre WaterGAP et SECHIBA, nous détaillons les résultats sur chacune des deux parties du bassin chinois : au nord le bassin du Huang He et au sud celui du Yang Tzé (voir figure 6.6).

Bassin versant du Huang He

Sur le bassin du Huang He, la saisonnalité de la demande en irrigation est mieux représentée avec $SECH_{Ir2}$ par rapport à celle $SECH_{Ir1}$ si on prend WaterGAP comme référence (figure 6.10 droite). On note que la demande en eau des plantes avec SECHIBA démarre précocement par rapport à WaterGAP (d'environ un mois) conduisant à un excès de quantité en eau demandée par les plantes au printemps et un déficit en été. Le fait qu'il y ait très peu d'irrigation en hiver avec les deux modèles semble cohérent avec les données de la FAO indiquant que 60% des surfaces irriguées dans cette région sont représentées par la culture du blé d'hiver et près de 30% ne sont pas irriguées (figure 6.11 droite). Or le blé d'hiver est un consommateur bien moindre que le maïs par exemple, cultivée sur 40% des surfaces en été sur ce bassin. Doorenbos et al. (1980) indique que le besoin en eau pour le maïs est environ de $650 mm$ par période végétative alors que le blé ou le riz ne requièrent que respectivement 550 et $525 mm$ d'eau. On comprend alors pourquoi l'irrigation est très faible en hiver et intense en été du fait, en partie, de la demande en eau importante principalement par le maïs et aussi par le riz et autres cultures. De plus, le climat est un élément déterminant pour la croissance des cultures :

les températures dans cette région avoisinant 0°C en hiver, comme à Jinan (figure 6.12), sont défavorables à la croissance des plantes.

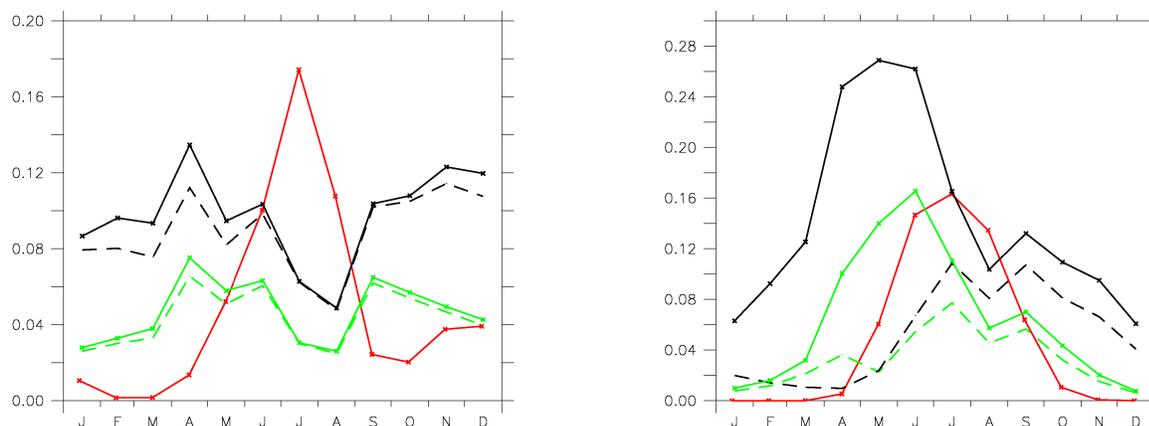


FIG. 6.10 – DEMANDE EN IRRIGATION (TRAIT PLEIN) ET IRRIGATION (TRAIT POINTILLÉ) SELON SECHIBA (NOIR : $SECH_{Ir1}$, VERT : $SECH_{Ir2}$) ($mm.j^{-1}$), SUR LE BASSIN DU YANG TZÉ (À GAUCHE) ET SUR CELUI DU HUANG HE (À DROITE), SUR LA PÉRIODE MOYENNE 1987-1988. COMPARAISON AVEC LA DEMANDE EN IRRIGATION SELON WATER-GAP (ROUGE).

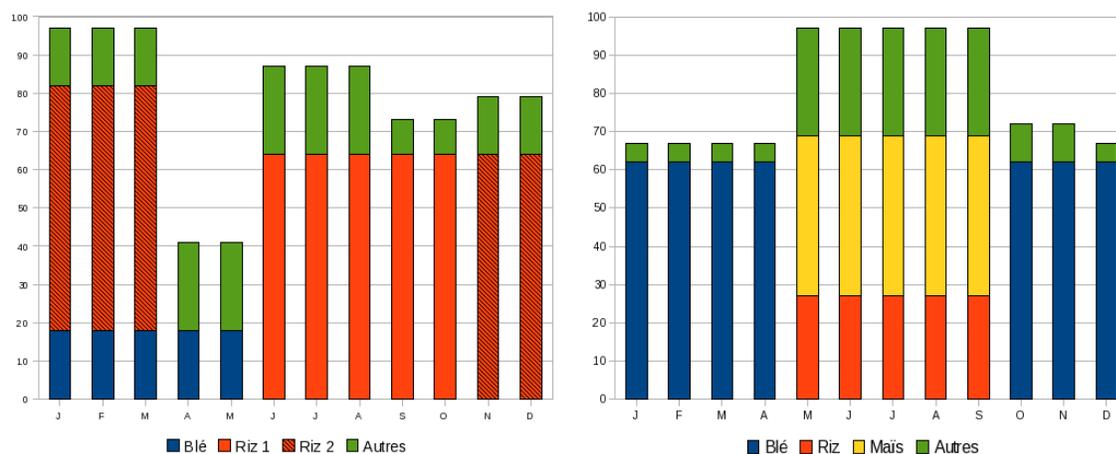


FIG. 6.11 – SURFACES CULTIVÉES PAR MOIS, AU SUD-EST (À GAUCHE) ET AU NORD-EST (À DROITE) DE LA CHINE, EN POURCENTAGE DE LA SURFACE TOTALE ÉQUIPÉE EN IRRIGATION (DONNÉES FAO AQUASTAT 2000).

Bassin versant du Yang-Tzé

Sur le bassin du Yang Tzé, les saisonnalités sont tout à fait différentes entre les demandes en irrigation simulées par les deux modèles, la différence majeure étant la quasi-absence de demande en irrigation en hiver pour WaterGAP contrairement à notre modèle (figure 6.10 gauche). Les cultures en hiver sur la région sud-est irriguée de la Chine sont principalement le riz (60% des surface irriguées), un peu de blé (20%) et autres cultures (15%) (figure 6.11

gauche). Ainsi, quasiment toutes les surfaces équipées en irrigation sont cultivées en hiver. Il paraît donc surprenant que la demande en irrigation soit nulle comme l'indique WaterGAP durant cette saison d'autant plus que les précipitations y sont faibles. WaterGAP tient compte seulement de deux types de culture : "riz" ou "non-riz". Deux critères déterminent le début de la date de croissance : les précipitations et les températures. Intéressons-nous à ce dernier critère. Ce modèle simule seulement le début de croissance de la plante type "riz" lorsque la température de l'air devient supérieur à 12°C (et à 5°C pour le type "non-riz") (Doll and Siebert, 2002). Or, en regardant les températures à Wuhan (ville qui fait partie du bassin du Yang Tzé), on comprend aisément pourquoi WaterGAP ne simule quasiment pas de demande en irrigation en hiver sur ce bassin : les températures, même maximales, ne dépassent pas 12°C durant cette saison (figure 6.12) empêchant ainsi toute simulation de la croissance du riz.

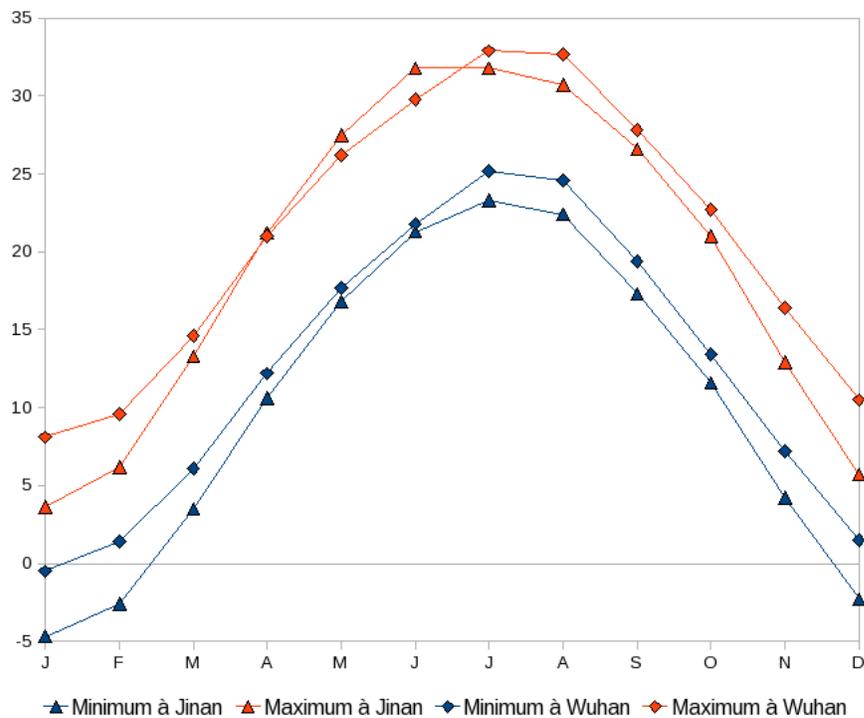


FIG. 6.12 – CYCLE ANNUEL DES TEMPÉRATURES MINIMALES ET MAXIMALES (°C) POUR LES VILLES DE JINAN (36°40'N;116°59'E) ET WUHAN (29°58'20"N;113°53'29"E) (DONNÉES DE L'ORGANISATION MÉTÉOROLOGIQUE MONDIALE).

6.3 Synthèse du chapitre

Finalement, SECHIBA simule une saisonnalité en demande en irrigation différente de celle de WaterGAP (par exemple dans le cas du Gange-Brahmapoutre), mais parfois en meilleure cohérence avec la réalité du terrain (bassin du Yang-Tzé). Ceci est dû à la différenciation entre le maïs et le blé via les PFTs 12 et 13 (Cultures C3 et C4) dans SECHIBA (figure 6.13) qui est inexistante dans WaterGAP regroupant ces deux cultures en une seule catégorie (non-riz). En terme de quantité annuelle en eau demandée par les plantes pour l'irrigation, SECHIBA

la surestimait par rapport à WaterGAP sur les 4 bassins avec l'ancienne formulation de la demande en irrigation (tableau 6.1). En introduisant la transpiration potentielle, on réduit la demande en irrigation sur les bassins, excepté sur celui du Gange-Brahmapoutre où les ordres de grandeur restent les mêmes. Cette réduction est cohérente étant donné que notre demande varie en fonction d'une couverture foliaire qui est faible en hiver contrairement au coefficient cultural constant toute l'année. De plus, les écarts de la demande en eau simulée entre SECHIBA et WaterGAP sont réduits quand on utilise la nouvelle formulation dans notre modèle (sauf sur le bassin du Gange-Brahmapoutre). Enfin, les saisonnalités en demande en irrigation sont améliorées sur le Mississippi et le Huang He.

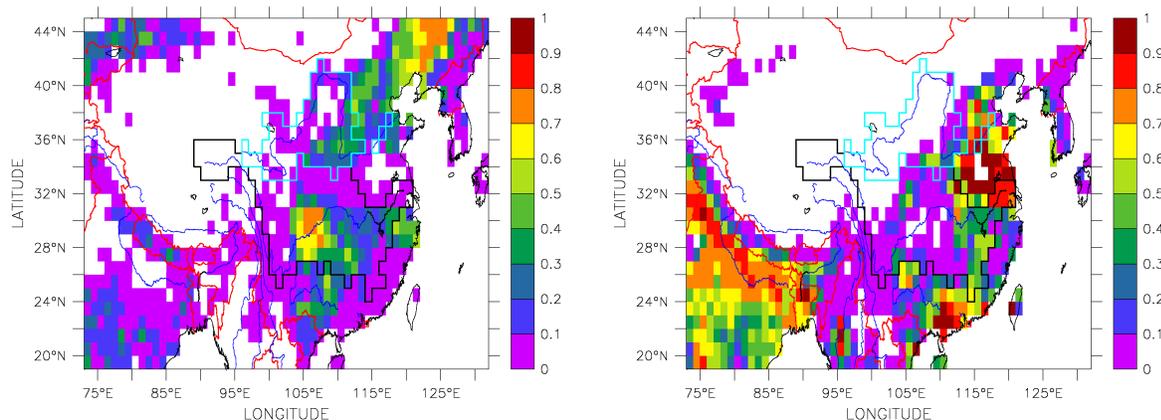


FIG. 6.13 – FRACTION DE VÉGÉTATION DU PIXEL COUVERT PAR LES PFTS “CULTURES C3” (À GAUCHE) ET “CULTURES C4” (À DROITE) EN CHINE.

	SECHIBA (<i>différence relative avec WaterGAP (%)</i>)		WaterGAP
	$SECH_{Ir1}$	$SECH_{Ir2}$	
Mississippi	$8,75.10^{-2}$ (+140)	$4,99.10^{-2}$ (+36,7)	$3,65.10^{-2}$
Gange-Brahmapoutre	$50,7.10^{-2}$ (+229)	$51,4.10^{-2}$ (+233)	$15,4.10^{-2}$
Huang He	$14,4.10^{-2}$ (+195)	$6,48.10^{-2}$ (+33)	$4,88.10^{-2}$
Yang Tzé	$9,79.10^{-2}$ (+101)	$4,72.10^{-2}$ (-2,9)	$4,86.10^{-2}$

TAB. 6.1 – IRRIGATION MOYENNE ANNUELLE ($mm.j^{-1}$) SIMULÉE PAR SECHIBA ET WATERGAP, SUR LES TROIS BASSINS.

La représentation de la demande en irrigation dans SECHIBA est meilleure quand elle dépend de la couverture foliaire des cultures, comme nous l'avons constaté sur les principaux bassins irrigués dans le monde sous des climats différents. Cette première étude nous permet ainsi d'utiliser avec confiance la nouvelle paramétrisation de la demande en irrigation pour la simulation couplée réalisée sur le globe afin d'étudier l'impact de l'irrigation nette sur le climat.

Chapitre 7

Simulation globale de l'irrigation : impact sur le cycle de l'eau

Le couplage du modèle de surface SECHIBA avec le GCM LMDZ a permis d'étudier l'irrigation mondiale et ses rétroactions avec le climat. Par exemple, cela nous permet d'estimer la quantité d'eau évaporée depuis la surface vers les couches atmosphériques provoquée par l'irrigation. De plus, la rétroaction de ce surplus d'eau dans l'atmosphère sur le retour en précipitations est prise en compte avec cette configuration de modélisation. Nous pourrions ainsi estimer la différence de quantité en précipitations sur des régions telles que l'Inde ou sur les grands bassins versants irrigués, entre une situation irriguée et non irriguée.

7.1 Méthodes d'étude

7.1.1 Protocole des simulations

Le couplage de SECHIBA avec le modèle atmosphérique LMDZ permet de prendre en compte les rétroactions entre la surface et l'atmosphère. L'objectif est d'étudier quel est l'effet de l'ajout d'eau d'irrigation sur les surfaces, les conséquences de l'évaporation de cette eau dans l'atmosphère et les éventuels rétroactions sur les retombées en eau sous forme de précipitations. De plus, le routage activé dans nos simulations nous permet de simuler les prélèvements de l'eau d'irrigation dans les rivières.

Ainsi, deux simulations ont été réalisées, la première sans activer l'irrigation dans le modèle (**simulation "SIr"** (**S**ans **I**rrigation) encore appelée "Simulation de contrôle") et la seconde prenant en compte l'eau d'irrigation (**simulation "AIr"** (**A**vec **I**rrigation)). De ce fait, la différence entre les résultats de ces deux simulations nous donne l'effet de l'ajout d'eau d'irrigation sur les surfaces et l'atmosphère. Une étude statistique, décrite plus loin, nous permettra de donner la significativité des différences obtenues afin de différencier l'effet net de l'irrigation des aléas climatiques lors des simulations. Toutes deux ont démarré avec les mêmes conditions initiales et 35 années ont été réalisées pour chacune d'entre elles. Cependant, les 30 dernières années uniquement sont utilisées pour l'étude des résultats, le début de chaque simulation étant la mise en équilibre du modèle. Les caractéristiques des simulations sont résumées dans le tableau 7.1.

Caractéristiques	Valeurs
Température de surface de la mer (SST)	Climatologie de 20 ans (1988-2007)
Résolution spatiale	144 points x 142 points
Niveaux atmosphériques verticaux	19
Modèle hydrologique	Choisnel
Végétation	Prescrite par la carte
LAI	Prescrit par la carte
Coefficient d'extinction, e	0,5
Changement d'utilisation des terres	Non
Routage	Activé
- Propriétés des réservoirs	$g_{stream} = 0,24 j, g_{fast} = 3,00 j, g_{slow} = 25,0 j$
- Pas de temps du routage	$r_{step} = 1,0 j$
Plaines d'inondation	Non

TAB. 7.1 – CARACTÉRISTIQUES ET CONDITIONS INITIALES DES SIMULATIONS SIR ET AIR.

7.1.2 Outils statistiques

“Pool Permutation Procedure”

Afin de connaître la significativité des différences obtenues entre les deux simulations pour une grandeur donnée, nous utilisons différentes métriques décrites ci-dessous. Cependant, la métrique utilisée pour comparer deux jeux de données ne permet pas de s'affranchir totalement de l'auto-corrélation spatiale.

La méthode de la “Pool Permutation Procedure” (PPP, Preisendorfer and Barnett, 1983), recommandée par Wigley and Santer (1990), élimine ce biais en créant sa propre distribution. En mélangeant de façon aléatoire les données des deux jeux, la PPP crée une **distribution de référence**. Celle-ci est ensuite comparée à la **distribution de contrôle** obtenue par la métrique classique. La valeur P est la fraction de résultats permutés qui est supérieure ou inférieure à la valeur de la statistique. La valeur P compare donc chaque valeur de la distribution de référence avec celle de contrôle. Chaque fois que la valeur de la distribution de référence est supérieure à la valeur de la simulation de contrôle, la valeur P augmente et inversement. Si $P \leq 0,05$ ou $1 - P \leq 0,05$, la différence obtenue par la métrique est significative à 95% de confiance.

Métrie T1

La métrie T1 compare les moyennes temporelles des valeurs de deux simulations sur une région donnée (équation 7.1). Cette métrie a pour avantage de nous donner, en même temps que la différence de moyennes temporelles, le sens de cette différence. Ainsi on peut savoir à chaque instant si la distribution d est supérieure ou inférieure à la distribution m . Le problème majeur de cette méthode est la prise en compte de compensation spatiale entre les valeurs de différences positives et négatives au sein d'une région.

Métrie T1

$$t = \frac{(\langle d \rangle - \langle m \rangle)}{S} \quad (7.1)$$

– Moyenne spatio-temporelle de la distribution d

$$\langle d \rangle = \frac{\sum_x \sum_t d_{xt}}{n_x \cdot n_t} \quad (7.2)$$

d_{xt} , la valeur de la distribution d au point x et temps t ($x = 1, n_x; t = 1, n_t$)

– Moyenne spatio-temporelle de la distribution m

$$\langle m \rangle = \frac{\sum_x \sum_t m_{xt}}{n_x \cdot n_t} \quad (7.3)$$

m_{xt} , la valeur de la distribution m au point x et temps t ($x = 1, n_x; t = 1, n_t$)

– Ecart-type de la distribution échantillonnée $\langle d \rangle - \langle m \rangle$

$$S = \sqrt{\frac{\sum_x \sum_t (d_{xt} - \langle d \rangle)^2 + \sum_x \sum_t (m_{xt} - \langle m \rangle)^2}{n_x \cdot n_t (n_x \cdot n_t - 1)}} \quad (7.4)$$

Métrieque SITES

La métrieque SITES permet de s'affranchir de l'éventuelle compensation spatio-temporelle entre les deux champs lorsque l'on utilise la métrieque T1. SITES est proportionnelle à la moyenne spatiale des carrés des différences des moyennes temporelles de chaque point de grille et standardisée par la moyenne spatiale des variances temporelles de chaque point de grille (équation 7.5). Le fait d'élever la différence des moyennes au carré permet de s'affranchir de la compensation spatiale des valeurs, observée avec T1. En contre-partie, on perd le sens de la différence des distributions. Dans un souci de clarté, nous représenterons sur tous nos graphes pour SITES la valeur (1-P) plutôt que la valeur P quand celle-ci évolue dans le sens opposé à celui de la valeur P de T1. La bilatéralité des tests nous permet de faire cela.

Métrieque SITES

$$SITES = n_t \cdot \frac{\sum_x (\bar{d}_x - \bar{m}_x)^2}{\sigma_D - \sigma_M} \quad (7.5)$$

– Moyenne temporelle de la distribution d au point x

$$\bar{d}_x = \sum_t \left(\frac{d_{xt}}{n_x} \right) \quad (7.6)$$

– Moyenne temporelle de la distribution m au point x

$$\bar{m}_x = \sum_t \left(\frac{m_{xt}}{n_x} \right) \quad (7.7)$$

– Moyenne spatiale des variances temporelles de la distribution d

$$\sigma_D = \sqrt{\sum_x \sum_t (d_{xt} - \langle d \rangle)^2 - n_t \sum_x (\bar{d}_x - \langle d \rangle)^2} \quad (7.8)$$

– Moyenne spatiale des variances temporelles de la distribution m

$$\sigma_M = \sqrt{\sum_x \sum_t (m_{xt} - \langle m \rangle)^2 - n_t \sum_x (\bar{m}_x - \langle m \rangle)^2} \quad (7.9)$$

Ainsi les deux métrieques, complémentaires entre elles, sont utiles pour mesurer la significativité de la différence des moyennes de nos deux distributions.

Test de Mann-Kendall

Une régression linéaire de la série temporelle étudiée est effectuée par la méthode des moindres carrés pour illustrer la tendance d'une variable étudiée sur les 30 années de simulation. Dans ce travail, la valeur et le signe de la pente de la droite donneront respectivement l'ordre de grandeur et la (dé)croissance de la tendance. Le test statistique non-paramétrique de Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall and Gibbons, 1962), basé sur la méthode de rangs, est utilisé pour détecter la présence significative de cette tendance sur les trente années. Afin de s'affranchir du problème de la saisonnalité, on fait ce test sur les valeurs de cumuls annuels. Ce test est fréquemment utilisé pour les séries hydrologiques et pluviométriques.

L'hypothèse de base H_0 est la suivante : les éléments X_i proviennent d'une population où les données sont indépendantes et ordonnées aléatoirement. L'hypothèse H_1 alternative est : les éléments X_i suivent une tendance monotone croissante ou décroissante sur la période de temps étudiée.

Le nombre de valeurs annuelles au sein de la série temporelle est noté n . T_i et T_j sont deux sous-ensembles où $i=1,2, \dots, n-1$ et $j=i+1, i+2, \dots, n$. Chaque point T_i est utilisé comme point de référence pour être comparé aux points T_j tel que :

$$\text{sign}(T) = \begin{cases} +1 \text{ pour } T_j > T_i \\ 0 \text{ pour } T_j = T_i \\ -1 \text{ pour } T_j < T_i \end{cases} \quad (7.10)$$

La statistique S du test est :

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sign}(T_j - T_i) \quad (7.11)$$

La variance pour la statistique S est définie telle que :

$$\sigma^2 = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^n t_i(i)(i-1)(2i+5)}{18} \quad (7.12)$$

On calcule le test statistique Z_s :

$$Z_s = \begin{cases} (S-1)/\sigma \text{ pour } S > 0 \\ 0 \text{ pour } S = 0 \\ (S+1)/\sigma \text{ pour } S < 0 \end{cases} \quad (7.13)$$

Z_s suit une distribution standard normale, mesure la significativité de la tendance et teste l'hypothèse H_0 . Si $|Z_s|$ est supérieur à $Z_{\alpha/2}$ (α est le niveau de significativité généralement égal à 5% avec $Z_{0,025} = 1,96$), on rejette H_0 et la tendance est considérée comme significative. On donne une valeur P qui est une probabilité dont la valeur varie de 0 à 1. On rejette généralement l'hypothèse de base quand sa valeur est inférieure ou égale à 0,05 : on estime à 95% la confiance pour rejeter l'hypothèse qu'il n'y a pas de tendance au sein de la série temporelle.

7.2 Bassins versants mondiaux irrigués

L'étude globale de l'effet de l'irrigation sur les processus de surface et sur le climat est aussi accompagnée dans ce manuscrit par un travail focalisé sur l'Inde qui est une région très irriguée et soumise tous les ans à des apports en précipitations conséquents. Ensuite, nous mènerons une étude sur le bassin du Mississippi très utilisé tout le long de ce travail. Enfin, l'irrigation sur d'autres bassins versants mondiaux sera abordée ainsi que son effet sur les débits des rivières.

35 des 50 bassins versants représentés par SECHIBA sont irrigués dans la simulation AIR de façon plus ou moins importante selon le climat et la couverture géographique des surfaces irriguées sur le bassin. Le tableau 7.2 répertorie les bassins versants irrigués qui ont une irrigation supérieure à $2,0\text{ mm.an}^{-1}$. L'irrigation se faisant majoritairement sur l'hémisphère nord, nous nous limiterons à l'étude des bassins dans cette zone (les bassins sud-américains et australiens ne seront pas détaillés dans ce travail). La recherche d'un signal de modifications des flux par l'irrigation doit se faire sur de vastes régions. Trois critères peuvent être utilisés pour choisir les bassins d'étude :

- les bassins couvrant une large superficie
- les bassins qui présentent une irrigation importante
- un pourcentage de surface irriguée du bassin par rapport à sa surface totale supérieure ou égale à 10%.

Ainsi par exemple le Don, la Dnepr ou encore la Volga ne sont pas pris en compte dans notre étude car, même si la quantité irriguée est importante, les surfaces irriguées représentent une faible proportion par rapport à la surface totale du bassin. Selon cette sélection, nous choisissons d'évoquer les effets de l'irrigation sur les débits de grands bassins irrigués comme celui du Gange-Brahmapoutre et de l'Indus, du Yang-Tzé et Huang He en Chine. Enfin, les débits de bassins irrigués mineurs seront étudiés : un bassin américain le Columbia, un bassin d'Europe (le Danube) et quatre bassins asiatiques : Mekong, Amu Darya, Syr Darya et Tigre-Euphrate. Leurs localisations sont indiquées sur la figure 7.1.

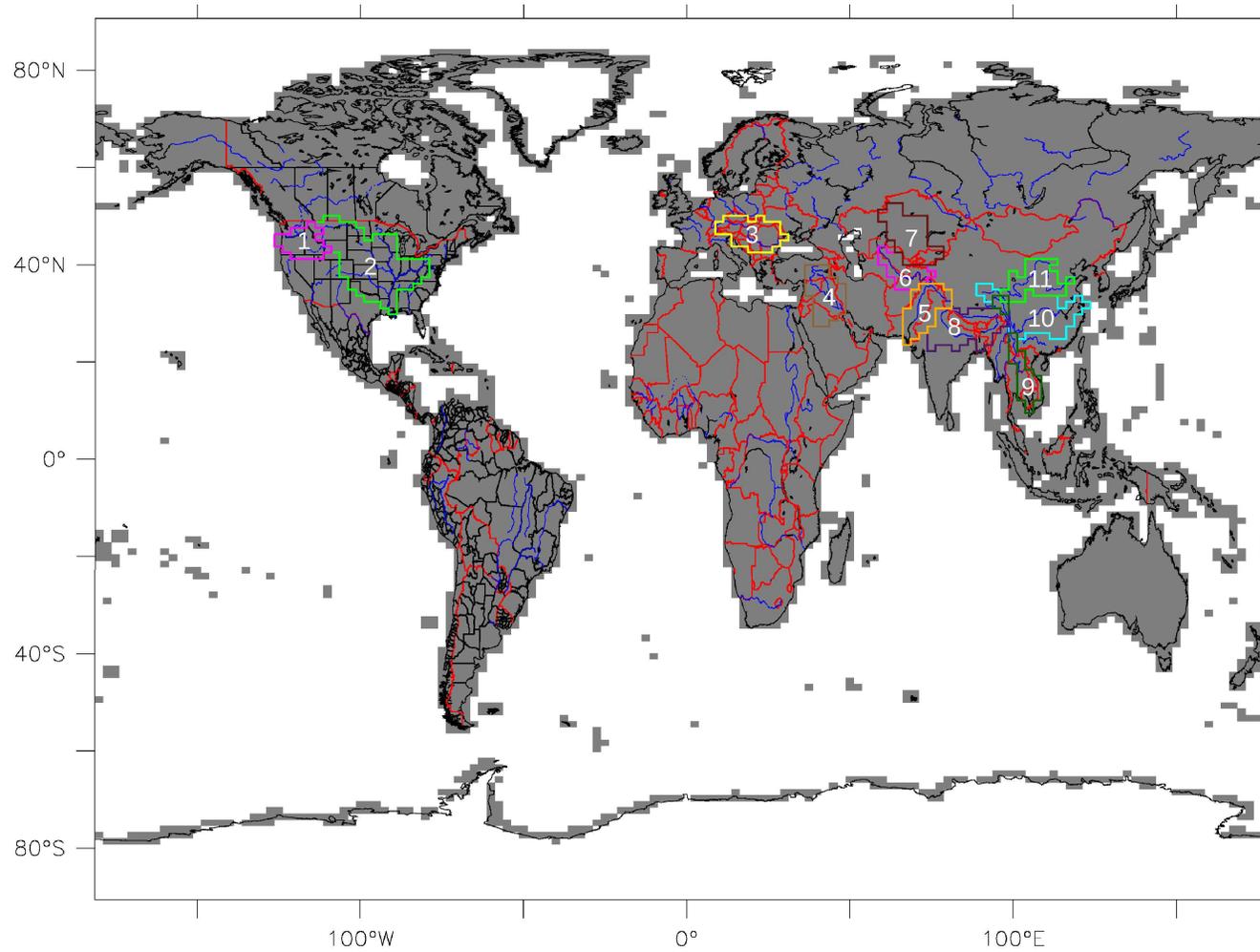


FIG. 7.1 – LOCALISATION DES BASSINS IRRIGUÉS SÉLECTIONNÉS POUR CETTE ÉTUDE. 1-COLUMBIA, 2-MISSISSIPPI, 3-DANUBE, 4-TIGRE-EUPHRATE, 5-INDUS, 6-AMU-DARYA, 7-SYR-DARYA, 8-GANGE-BRAHMAPOUTRE, 9-MEKONG, 10-YANG-TZÉ, 11-HUANG HE.

Bassins versants	Pays traversés par le fleuve (CONTINENT)	Surface du bassin (km²)	Surface irriguée du bassin (km²) (% de la surface totale)	Irrigation sur le bassin (mm.an⁻¹)
Gange-Brahmapoutre	Chine, Inde, Bangladesh (ASIE)	1, 61.10 ⁶	7, 30.10 ⁵ (45)	85,0
Indus	Chine, Inde, Pakistan (ASIE)	1, 14.10 ⁶	6, 98.10 ⁵ (61)	51,9
Yang-Tzé	Chine (ASIE)	1, 79.10 ⁶	4, 64.10 ⁵ (26)	40,3
Huang He	Chine (ASIE)	0, 89.10 ⁶	1, 99.10 ⁵ (22)	29,7
Danube	Allemagne, Autriche, Bulgarie, Croatie, Hongrie, Moldavie, Roumanie, Serbie, Slovaquie, Ukraine (EUROPE)	0, 79.10 ⁶	1, 12.10 ⁵ (14)	26,5
Don	Russie (EUROPE)	0, 42.10 ⁶	0, 33.10 ⁵ (7,8)	22,4
Mekong	Chine, Myanmar, Thaïlande, Laos, Cambodge, Viêt-Nam (ASIE)	0, 77.10 ⁶	1, 13.10 ⁵ (15)	19,3
Dnepr	Russie, Biélorussie, Ukraine (EUROPE)	0, 51.10 ⁶	0, 31.10 ⁵ (6,1)	14,5
Amu Darya	Afghanistan, Tadjikistan, Ouzbékistan, Turkménistan (ASIE)	0, 61.10 ⁶	1, 63.10 ⁵ (27)	9,93
Columbia	Canada, Etats-Unis (AMERIQUE DU NORD)	0, 72.10 ⁶	0, 80.10 ⁵ (11)	9,70
Mississippi	Etats-Unis (AMERIQUE DU NORD)	3, 20.10 ⁶	3, 18.10 ⁵ (9,9)	8,87
Volga	Russie (EUROPE)	1, 46.10 ⁶	0, 36.10 ⁵ (2,5)	7,54
Syr Darya	Tadjikistan, Ouzbékistan, Kazakhstan (ASIE)	1, 07.10 ⁶	1, 12.10 ⁵ (10)	7,00
Tigre-Euphrate	Turquie, Syrie, Irak (ASIE)	0, 90.10 ⁶	2, 38.10 ⁵ (26)	5,76
Rio Grande	Etats-Unis, Mexique (AMERIQUE DU NORD)	0, 80.10 ⁶	0, 61.10 ⁵ (7,6)	5,35
Colorado	Etats-Unis, Mexique (AMERIQUE DU NORD)	0, 81.10 ⁶	0, 66.10 ⁵ (8,2)	3,91
Parana	Brésil, Paraguay, Argentine (AMERIQUE DU SUD)	2, 66.10 ⁶	0, 35.10 ⁵ (1,3)	3,05
Sao Francisco	Brésil (AMERIQUE DU SUD)	0, 61.10 ⁶	0, 080.10 ⁵ (1,3)	2,76
Murray	Australie (AUSTRALIE)	1, 03.10 ⁶	0, 38.10 ⁵ (3,7)	2,75
Colorado	Argentine (AMERIQUE DU SUD)	0, 42.10 ⁶	0, 28.10 ⁵ (6,6)	2,41

TAB. 7.2 – PRINCIPAUX BASSINS VERSANTS MONDIAUX IRRIGUÉS D'APRÈS LA SIMULATION AIR AINSI QUE LEUR LOCALISATION, SURFACE ET IRRIGATION.

7.3 Impact global de l'irrigation

7.3.1 Irrigation simulée

Comme nous l'avons vu précédemment, SECHIBA utilise une carte des surfaces irriguées. Sur la figure 7.2, les surfaces sont ramenées en pourcentage de la surface totale du pixel à la résolution 144x142 de la simulation. Un pixel à cette résolution couvre environ $31.10^3 km^2$. D'après la figure 7.2, on note bien la concentration des surfaces irriguées en Inde (où toutes les surfaces continentales sont irriguées) surtout dans la vallée fluviale du Gange-Brahmapoutre (plus de 75% des surfaces sont irriguées), en Chine sur la côte nord est, aux Etats-Unis sur le bassin du Missouri et du Mississippi inférieur, et en Europe centrale. Après une étude globale des résultats des deux simulations, on portera une attention plus particulière à ces régions très irriguées.

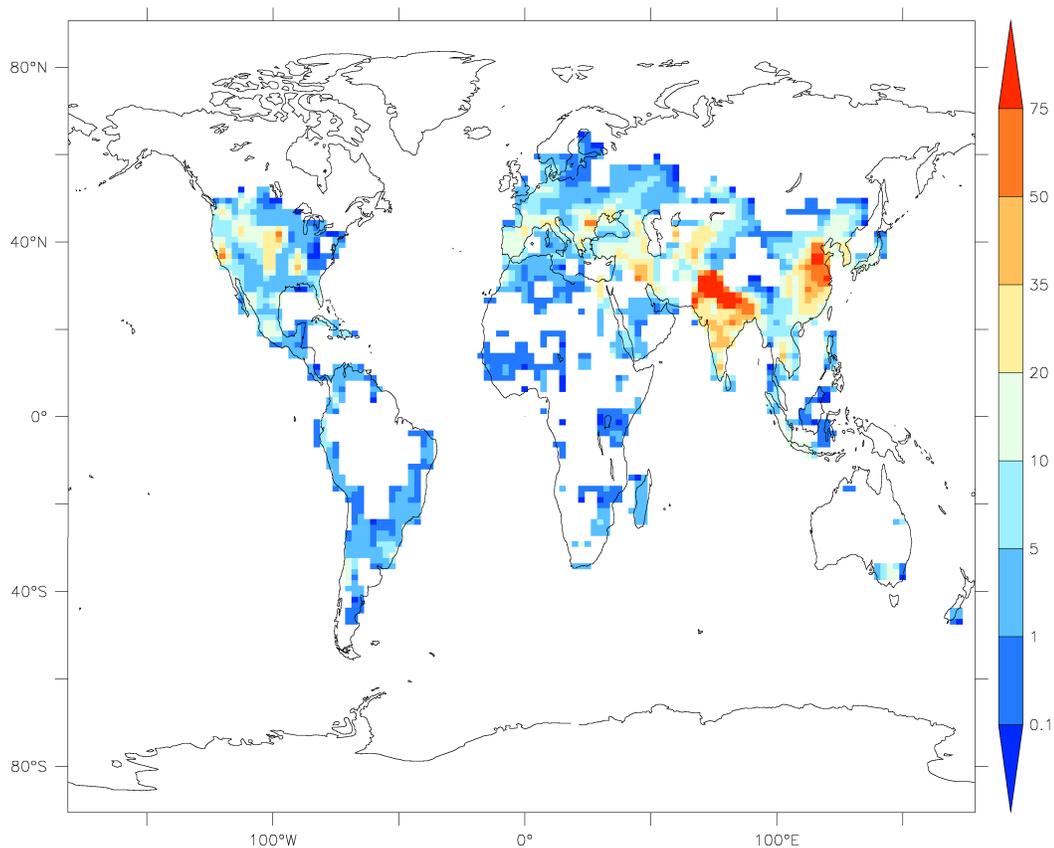


FIG. 7.2 – SURFACES IRRIGUÉES (% DE LA SURFACE TOTALE DU PIXEL).

En moyenne sur les continents et sur la période des 30 ans, SECHIBA simule un ajout d'eau par irrigation de $4,9 mm.an^{-1}$ dont la répartition géographique est représentée par la figure 7.4. Ceci est relativement faible comparé aux estimations de divers études récapitulées dans le tableau 7.3.

Références	Couplage ou forçage (période)	Données atmosphériques	Modèle de surface	Irrigation mondiale $km^3.an^{-1}$ ($mm.an^{-1}$)
Air	Couplage (30 ans)	LMDZ 4.0	SECHIBA 2009	736 (4, 90)
Culson (2004)	Couplage (10ans)	LMDZ 3.3	SECHIBA 2004	1184 (7, 89)
Seckler (1998)	Base de données WRI et FAO			2353 (15, 7)
Hanasaki et al. (2008b)	Forçage (10ans : 1986-1995)	F-GSWP2-B1	Hanasaki et al. (2008a)	2450 (16, 3)
Shiklomanov (2000)	Base de données			2504 (16, 7)
Sacks et al. (2008)	Couplage (21ans)	CAM3	CLM3.5	2560 (17, 1)
FAO (2008)	Base de données FAO			2659 (17, 7)

TAB. 7.3 – COMPARAISON DES ESTIMATIONS DES QUANTITÉS D'EAU D'IRRIGATION NETTE (EN $km^3.an^{-1}$ OU EN $mm.an^{-1}$ ENTRE PARENTHÈSES) EN MOYENNE ANNUELLE, EN MOYENNE SUR LES SURFACES CONTINENTALES, ENTRE AIR (ANNÉE MOYENNE SUR LA PÉRIODE DES 30 ANS) ET LA LITTÉRATURE. La deuxième colonne indique si la simulation a été faite avec un modèle de surface couplé avec l'atmosphère (couplage) ou forcé par des données météorologiques (forçage).

Plusieurs facteurs peuvent expliquer la grande différence en irrigation simulée entre notre simulation et les autres estimations (l'aire totale irriguée, le calcul de la demande en eau et de l'irrigation, le climat...). Les précipitations apparaissent comme le principal facteur d'incertitude : Wisser et al. (2008) estime à 30% la différence en quantité irriguée selon qu'on utilise le forçage NCEP ou CRU avec une carte identique des aires irriguées. Dans notre simulation ainsi que dans celle de Culson (2004), les précipitations résultent du modèle couplé LMDZ-SECHIBA. La figure 7.3 donne une comparaison des précipitations entre la simulation AIR et les données GPCP tirées d'une moyenne sur 30 ans. Elle indique une surestimation des précipitations simulées sur l'Asie et la partie Ouest de la Russie de l'ordre de $1,0 mm.j^{-1}$ et une sous-estimation sur les Etats-Unis (jusqu'à de l'ordre du $2,0 mm.j^{-1}$). Les précipitations peuvent avoir un impact direct sur l'irrigation : un manque de pluies peut exacerber la demande en irrigation des plantes d'où une irrigation plus forte, à condition que le stock d'eau de prélèvement soit suffisant. Or, on se rend compte facilement que de faible pluies tendent à réduire l'écoulement, d'autant plus dans notre modèle où l'hydrologie est du type Choissnel (voir section 4.2). Ainsi, les trois réservoirs où nous puisons l'eau d'irrigation tendent à être très vite limitant. D'un autre côté, des précipitations trop fortes réduisent la demande en eau des plantes et par conséquent la quantité d'eau à irriguer.

De plus, notre demande en irrigation n'est plus calculée à l'aide d'un coefficient cultural. Or celui-ci est majoritairement utilisé dans la plupart des modèles et contribue souvent à sur-estimer l'irrigation lors des périodes où celle-ci n'est pas nécessaire puisque la demande ne tient pas compte du développement foliaire des cultures.

Enfin, le fait que l'on simule la limitation des prélèvements en irrigation en fonction du stock d'eau dans les réservoirs restreint l'irrigation nette. Par exemple, cet aspect n'est pas pris en compte dans l'étude de Sacks et al. (2008).

7.3. IMPACT GLOBAL DE L'IRRIGATION

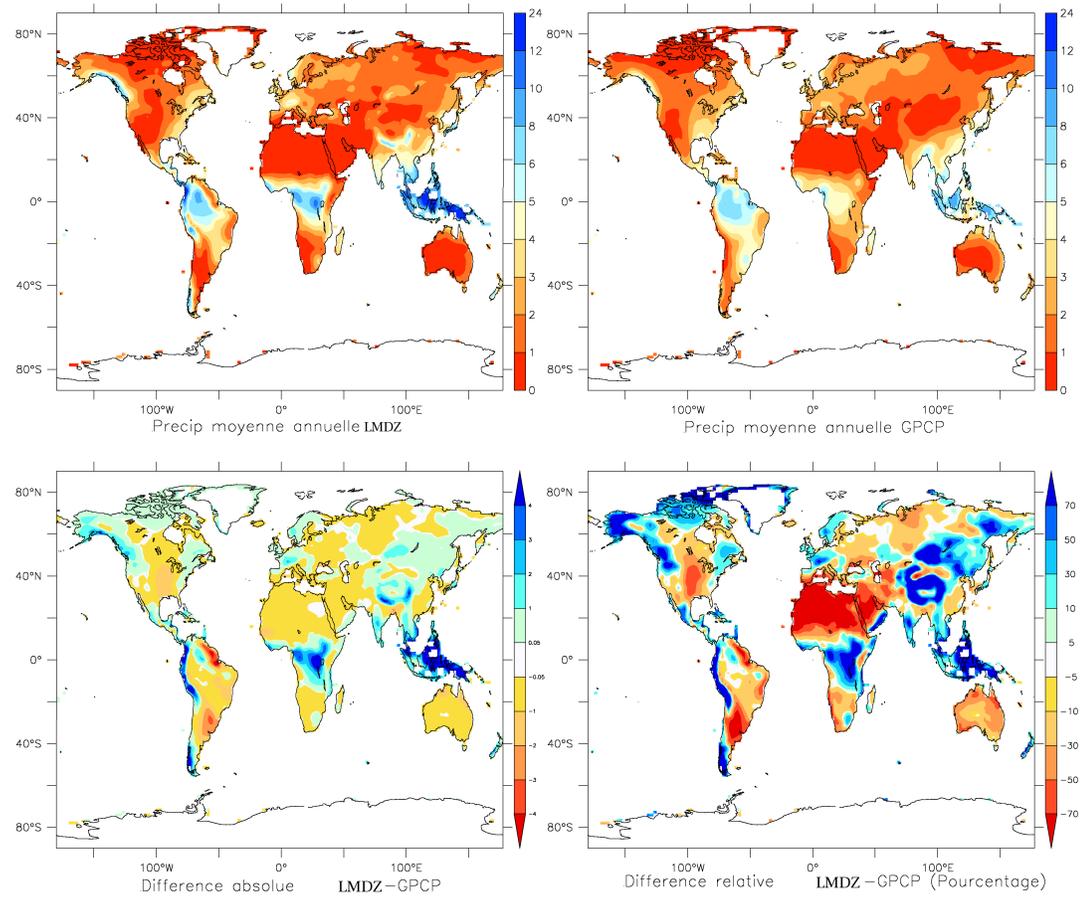


FIG. 7.3 – PRÉCIPITATIONS ANNUELLES ($mm.j^{-1}$) SELON SIR EN MOYENNE SUR 30 ANS ET LES DONNÉES D'OBSERVATIONS GPCP.

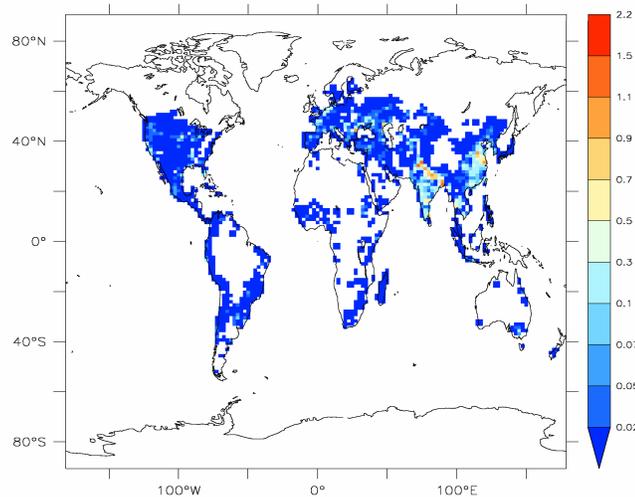


FIG. 7.4 – IRRIGATION NETTE MOYENNE ANNUELLE ($mm.j^{-1}$) SIMULÉE PAR SECHIBA EN MOYENNE SUR 30 ANS.

7.3.2 Modification des composantes du bilan d'eau

Précipitations

Le fait d'irriguer apporte en moyenne globale annuelle sur les continents un surplus de précipitations de l'ordre de $7,2 \cdot 10^{-3} \text{ mm} \cdot \text{j}^{-1}$ soit $2,6 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$ ou encore $0,50\%$ des précipitations totales continentales de la simulation de contrôle. Cette augmentation en précipitations d'environ $0,27\%$ dans la simulation AIR par rapport à SIR est assez faible en global mais un peu plus conséquente sur les surface irriguées ($+0,53\%$ (voir tableau 8.1 en annexe B)). Cependant, la variabilité spatiale de ces différences sur le globe est importante d'après la figure 7.5. Il est difficile de remarquer un signal net en global mais on peut déjà noter quelques différences intéressantes en moyenne annuelle. Une diminution en précipitations moyennes annuelles est présente sur la région sud-est des Etats-Unis (de l'ordre de $0,1 \text{ mm} \cdot \text{j}^{-1}$) en accord avec Culson (2004). Cet assèchement est particulièrement accentué en été (jusqu'à $0,6 \text{ mm} \cdot \text{j}^{-1}$) d'après la figure 7.6. En hiver, on constate un déficit de pluie quasiment sur l'ensemble des U.S.A. et du Mexique. Les précipitations annuelles sur l'Inde diminuent jusqu'à plus de $0,3 \text{ mm} \cdot \text{j}^{-1}$, un peu en-dessous des résultats de Culson (2004). En été, les pluies baissent de plus de $0,8 \text{ mm} \cdot \text{j}^{-1}$ sur la quasi totalité du pays. On note que l'automne est excédentaire sur cette région ($+0,4 \text{ mm} \cdot \text{j}^{-1}$). Nous détaillerons ces effets sur ces deux régions dans les sections 7.4 et 7.5. Les régions de la Chine, qui comportent beaucoup de surfaces irriguées, présentent un surplus de pluies en moyenne annuelle, en accord avec Culson (2004), de l'ordre de $0,2 \text{ mm} \cdot \text{j}^{-1}$ et est accentué en été.

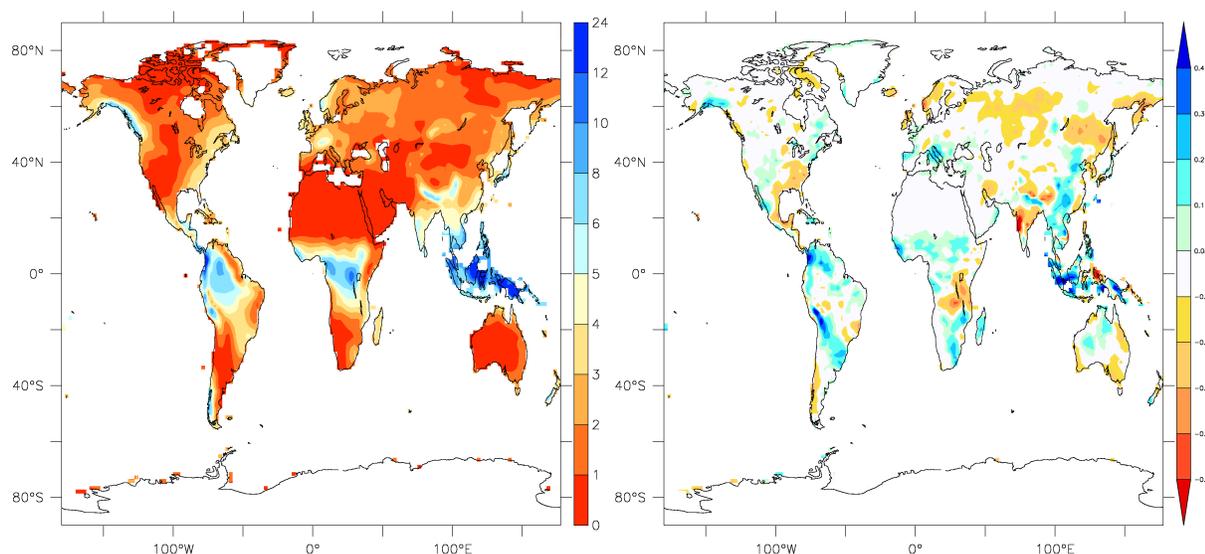


FIG. 7.5 – PRÉCIPITATIONS ($\text{mm} \cdot \text{j}^{-1}$), EN MOYENNE SUR 30 ANS, SUR LES SURFACES CONTINENTALES D'APRÈS SIR (GAUCHE) ET DIFFÉRENCE ENTRE AIR ET SIR (DROITE).

7.3. IMPACT GLOBAL DE L'IRRIGATION

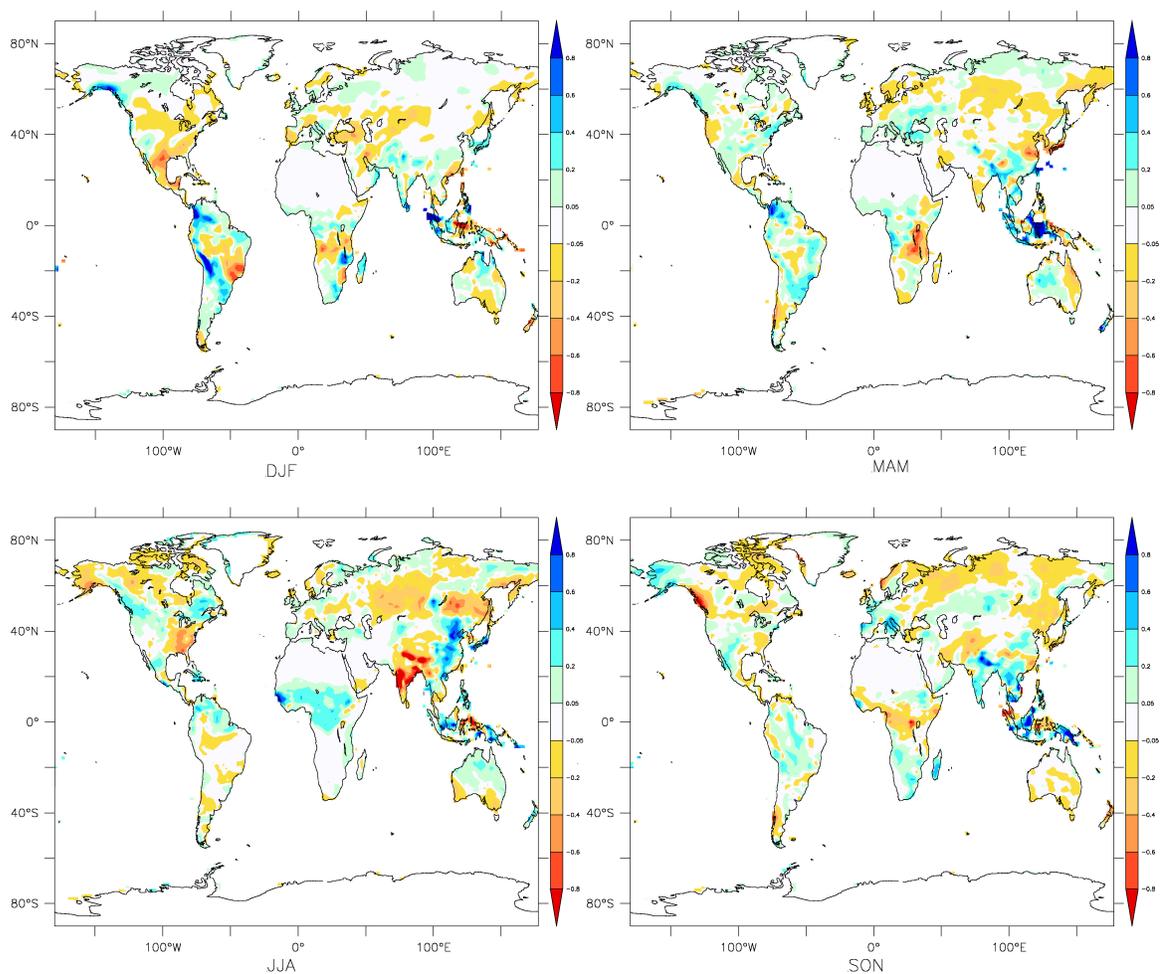


FIG. 7.6 – DIFFÉRENCE DES MOYENNES SAISONNIÈRES SUR 30 ANS EN PRÉCIPITATIONS ($mm.j^{-1}$) SUR LES SURFACES CONTINENTALES ENTRE AIR ET SIR.

Évapotranspiration totale

En moyenne globale, $3,80 mm.an^{-1}$ d'eau repart en évapotranspiration et $3,00 mm.an^{-1}$ en écoulement total. L'évaporation augmente de 0,73% en moyenne annuelle sur les surfaces continentales et de 1,51% sur les surfaces irriguées. On note que même les surfaces non irriguées subissent une augmentation de 0,26% (voir tableau 8.1 en annexe B). Toutefois, on constate, de façon non surprenante, que les surplus d'évaporation quand on active l'irrigation se situent principalement au niveau des surfaces irriguées (figure 7.7) :

- au nord de l'Inde, le long du bras du fleuve du Gange, on obtient le surplus en évaporation le plus élevé, de plus de $0,4 mm.j^{-1}$. De plus, l'Inde dont toutes les surfaces sont irriguées présente un surplus située autour de $0,2 mm.j^{-1}$.
- les régions Est de la Chine (de $0,1 mm.j^{-1}$ à plus de $0,4 mm.j^{-1}$)
- une région du bassin du Missouri a une évaporation diminuée contrairement au bassin du Mississippi Supérieur.

On note que le signal sur l'Inde et la Chine, de même ordre de grandeur, a aussi été trouvé dans les travaux de Culson (2004). En revanche, une différence positive en évaporation plus

forte avait été trouvé sur les Grandes Plaines américaines dans ses travaux quand on compare avec nos résultats.

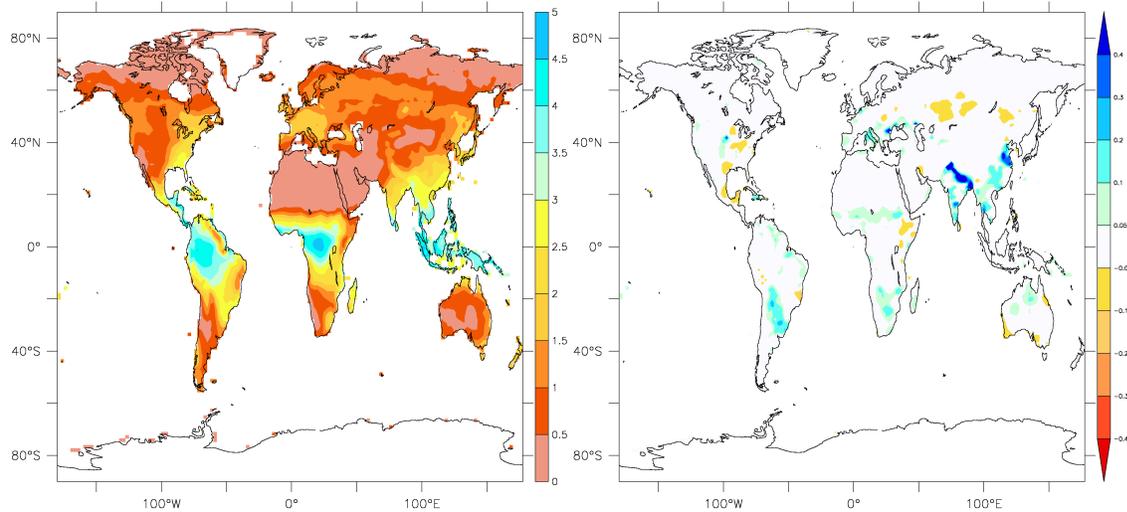


FIG. 7.7 – ÉVAPOTRANSPIRATION TOTALE DES SURFACES CONTINENTALES ($mm.j^{-1}$) D'APRÈS SIR (GAUCHE) ET DIFFÉRENCE ENTRE AIR ET SIR (DROITE). MOYENNES ANNUELLES SUR 30 ANS.

Humidité des sols

Globalement, l'irrigation humidifie les sols (+0,64%, voir tableau 8.1 en annexe B) notamment sur l'Inde et la Chine en cohérence avec les résultats de Culson (2004). En revanche, on remarque un assèchement moyen sur l'année au niveau de la côte Est des Etats-Unis (figure 7.8) alors qu'une humidification a été trouvée sur l'ensemble des U.S.A. chez Culson (2004). Sinon, le reste du continent subit une humidification lors de l'irrigation.

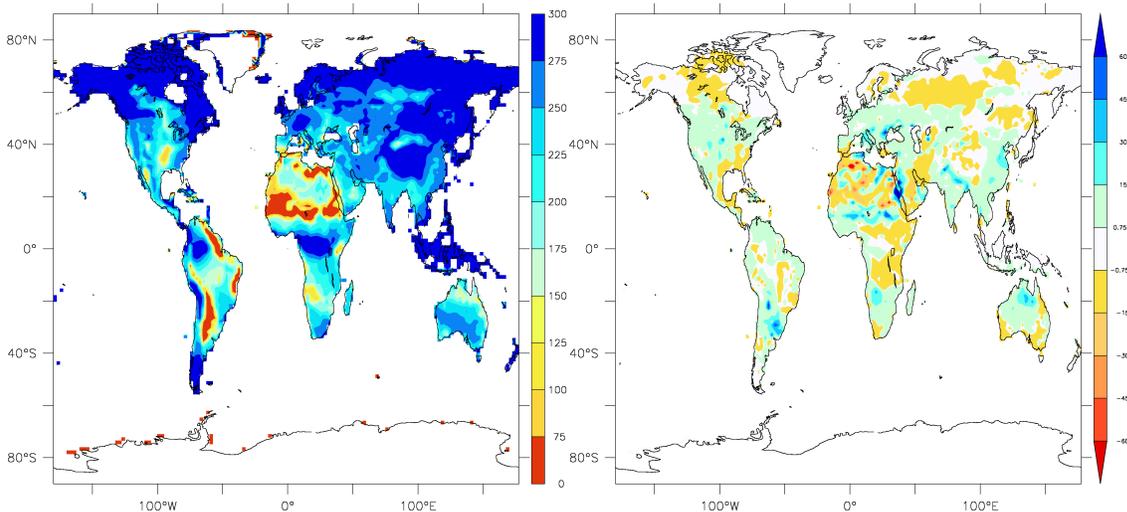


FIG. 7.8 – HUMIDITÉ TOTALE DU SOL (mm) D'APRÈS SIR (GAUCHE) ET DIFFÉRENCE ENTRE AIR ET SIR (DROITE). MOYENNES ANNUELLES SUR 30 ANS.

Ecoulement total

On constate que le fait d'irriguer induit globalement une diminution moyenne annuelle des écoulements de 0,37%. Cependant, cette diminution est plus marquée quand on fait la moyenne sur les pixels irrigués (-1,45%). Sur les pixels non irrigués, la différence est positive (+0,12%) (voir tableau 8.1 en annexe B). Le sud-est des Etats-Unis présente une diminution de l'écoulement total de l'ordre de $0,1 \text{ mm.j}^{-1}$ au maximum lorsqu'on irrigue (figure 7.9), résultat retrouvé chez Culson (2004). Les diminutions de l'écoulement se retrouvent aussi au niveau des côtes Est et Ouest de l'Inde et on constate une augmentation des écoulements sur le bassin du Ganges. De plus, l'écoulement est supérieur en Chine quand on irrigue par rapport à une situation sans irrigation. Culson (2004) avait aussi constaté une augmentation de la quantité d'eau écoulee sur la Chine ainsi que sur l'ensemble du territoire de l'Inde.

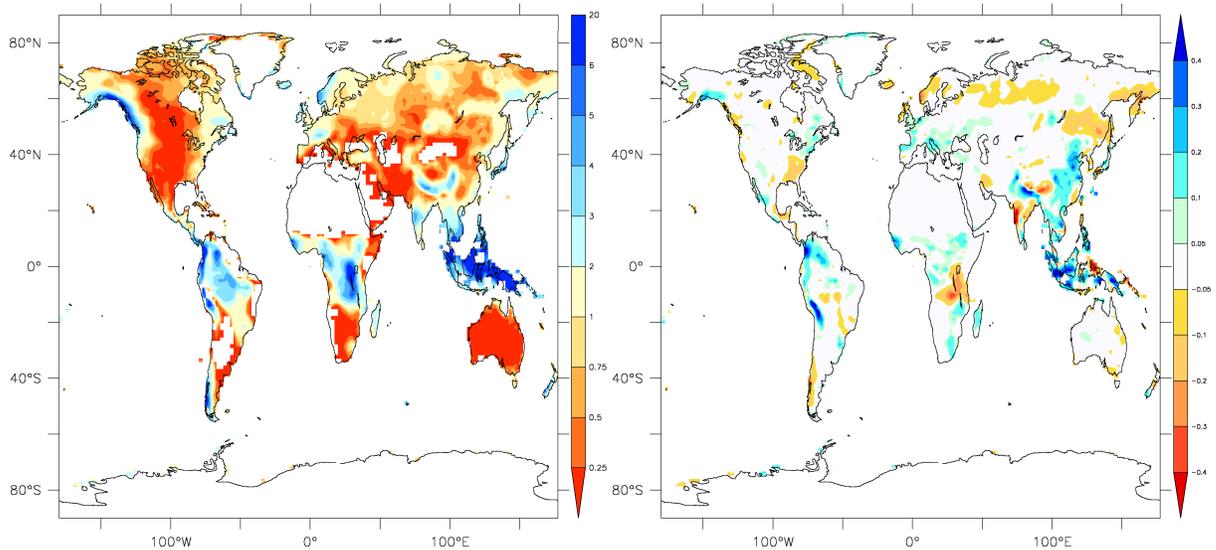


FIG. 7.9 – ECOULEMENT TOTAL (mm.j^{-1}) D'APRÈS SIR (GAUCHE) ET DIFFÉRENCE ENTRE AIR ET SIR (DROITE). MOYENNES ANNUELLES SUR 30 ANS.

Globalement les effets de l'irrigation sur les composantes du cycle de l'eau se retrouvent principalement sur les grandes surfaces irriguées.

7.3.3 Modification de la température du sol

Les différences entre les simulations d'irrigation et sans irrigation nous donnent une hausse des températures du sol sur l'Alaska et le nord du Canada d'environ 1°C ainsi qu'à l'est de l'Oural (figure 7.10). On remarque que les surfaces se refroidissent sur les régions les plus irriguées que sont le nord de l'Inde et la Chine (plus de $0,5^\circ$ sur certaines zones). Ceci s'explique par la hausse de l'évaporation due à l'excès d'eau apporté aux surfaces par irrigation, comme nous l'avons vu sur ces régions.

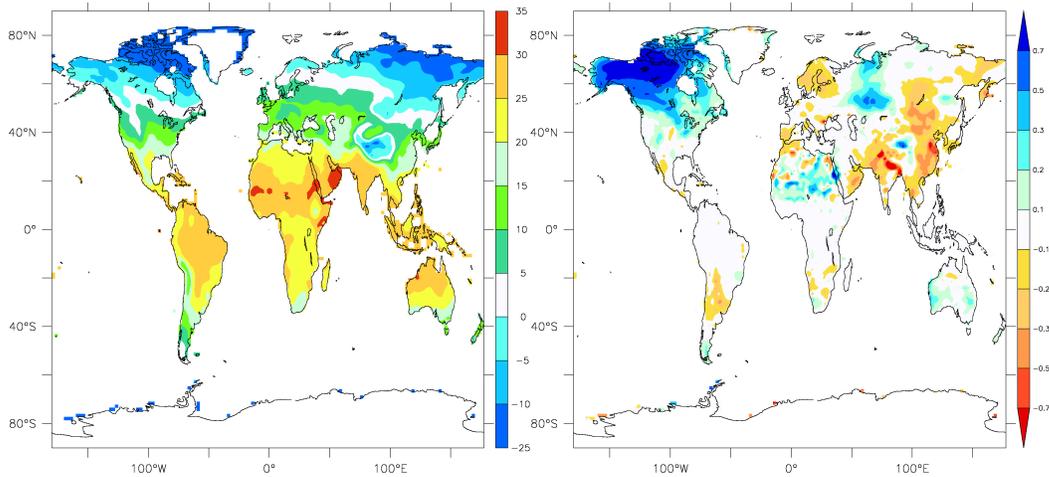


FIG. 7.10 – TEMPÉRATURES DES SURFACES CONTINENTALES ($^{\circ}\text{C}$) D'APRÈS SIR (GAUCHE) ET DIFFÉRENCE ENTRE AIR ET SIR (DROITE). MOYENNES ANNUELLES SUR 30 ANS.

7.4 Impact sur le bilan d'eau en Inde

Comme nous l'avons vu précédemment, toutes les surfaces continentales indiennes sont irriguées même si la proportion d'aire irriguée sur le pixel est très variable selon les régions. Les prélèvements par irrigation représentent 80 à 90% de l'utilisation de l'eau dans ce pays (Shiklomanov, 1997). Par conséquent, l'irrigation est susceptible de jouer un rôle important dans cette région. L'Inde est soumise tous les ans à un processus hydrologique de grande échelle qu'est la mousson. C'est pourquoi nous décidons de travailler à plus large échelle que le bassin versant du Gange-Brahmapoutre afin d'évaluer l'impact de l'irrigation sur cet événement grande échelle. On définit une région englobant l'Inde (70°W : 88°W et 5°N : 25°N) et, sauf précision, les résultats donnés par la suite seront des moyennes spatiales sur cette région.

7.4.1 Irrigation simulée

D'après le modèle, l'irrigation en moyenne sur l'Inde est présente toute l'année (figure 7.11) mais se manifeste principalement entre les mois de novembre et mai (jusqu'à 0.22 mm.j^{-1} en mars) lorsque les pluies sont faibles (de l'ordre de $2,00\text{ mm.j}^{-1}$). Durant cette période de demande importante en eau du couvert végétal, l'irrigation représente une part non négligeable des apports en pluies soit environ 10%. L'irrigation est plus faible sur la période restante (environ $0,05\text{ mm.j}^{-1}$) durant laquelle les précipitations sont intenses (jusqu'à plus de $8,00\text{ mm.j}^{-1}$) dues au phénomène de mousson (voir encadré). Par conséquent, la proportion d'eau d'irrigation apportée aux plantes par rapport aux pluies devient alors négligeable (environ 0,6%). Le début de la mousson se situe lors de la première semaine de juin et dure jusqu'à septembre. La figure 7.11 montre le déclenchement des pluies observées entre mai et juin d'après la climatologie GPCP. Avec notre modèle, nous simulons un mois trop tard la mousson estivale. Toutefois, la variabilité naturelle de la mousson est très importante d'une année sur l'autre. Dans nos simulations, nous sommes incapables de représenter cette variabilité interannuelle du fait de l'utilisation d'une climatologie des SST.

La mousson indienne

Beaucoup d'études relatives à la mousson indienne ont été réalisées et divers processus ont été proposés pour expliquer son origine. Nous décrivons pour notre étude deux processus majeurs dont la combinaison permet d'expliquer en grande partie la mousson indienne : l'apport massif d'humidité par les vents d'Ouest et le contraste thermique des surfaces océaniques et continentales.

À l'équateur thermique (zone d'insolation maximale sur le globe), le fort réchauffement solaire donne naissance à une importante convection, accompagnée d'une zone de basse pression vers laquelle se déplacent les masses d'air en provenance des anticyclones subtropicaux nord et sud. Les vents résultant sont appelés alizés. Cette région de convergence des deux types d'alizés est donc centrée sur l'équateur thermique : c'est la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT). Au printemps de l'hémisphère nord, l'équateur thermique se déplace de l'hémisphère sud vers le nord. La ZCIT qui suit l'oscillation de l'équateur thermique et les alizés de l'hémisphère sud franchissent l'équateur géographique subissant alors les effets d'une force de Coriolis inversée et donnent naissance aux vents d'Ouest. Les masses d'air passent au-dessus de la mer d'Arabie et se chargent en humidité. Elles atteignent dès le mois de Mai l'île de Ceylan et le sud des régions côtières de la péninsule indienne (figure 7.12 d'après notre simulation SIr). Au mois de Juin, l'équateur thermique monte encore en latitude et les vents d'Ouest atteignent alors la moitié sud de l'Inde (jusqu'aux latitudes 18-20°N environ en Juillet). Certaines études montrent que la convergence du flux d'humidité vers l'Inde est favorisée en rencontrant les barrières montagneuses somaliennes.

Le contraste thermique existant entre le continent et l'océan est très important durant la fin du printemps en Inde. En effet, la surface continentale se réchauffe très vite au début du printemps pendant la période de fort rayonnement solaire contrairement à l'océan qui a une inertie thermique beaucoup plus importante et qui se réchauffe donc beaucoup plus lentement. Les températures des surfaces continentales sont plus chaudes que les surfaces océaniques en Mai-Juin créant un fort contraste thermique. Ce dernier est considéré comme l'un des facteurs déclencheurs des pluies de mousson (Halley, 1686; Webster, 1987). Les masses d'air chaudes, qui s'élèvent au-dessus de la surface continentale surchauffée, créent une zone de basse pression attirant l'air humide de la mer d'Arabie. Lorsque cette masse d'air, chargée d'humidité et amenée par les vents d'Ouest de forte intensité, arrive au contact des surfaces continentales chaudes, elle s'élève, condense et se forment de fortes précipitations dites de mousson sur le continent.

On note qu'il existe une mousson d'hiver mais de moindre intensité où le phénomène est inversé : les masses d'air sèches et froides quittent les surfaces continentales vers l'océan plus chaud à cette période.

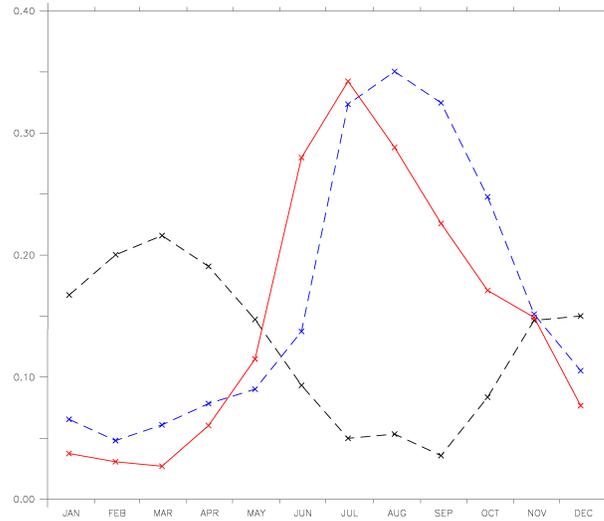


FIG. 7.11 – ÉVOLUTION SAISONNIÈRE DE L'IRRIGATION ($mm.j^{-1}$) EN MOYENNE SUR L'INDE POUR LA SIMULATION AIR (NOIR TRAIT POINTILLÉ). COMPARAISON DES PRÉCIPITATIONS SIMULÉES (BLEU TRAIT POINTILLÉ) ET OBSERVÉES (ROUGE) (LES DEUX EN $mm.h^{-1}$). MOYENNES SUR 30 ANS.

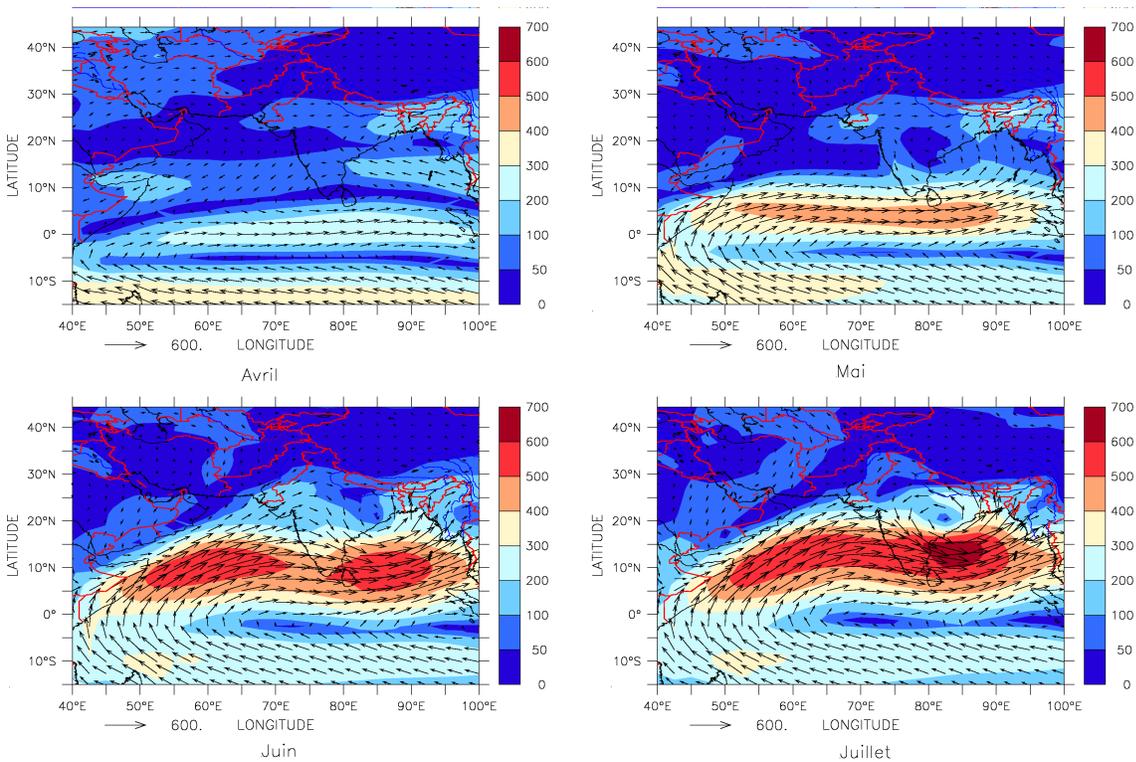


FIG. 7.12 – FLUX D'HUMIDITÉ ($kg.m^{-1}.s^{-1}$) D'APRÈS SIR, SUR LA RÉGION SUD DE L'ASIE, POUR LES QUATRE MOIS DE L'ANNÉE MOYENNE SUR 30 ANS ILLUSTRANT LA MISE EN PLACE DE LA MOUSSON. Le sens et la longueur des flèches indiquent respectivement la direction et l'intensité du flux (qui est aussi représentée par les couleurs).

7.4.2 Irrigation et mousson

Lors de la simulation de contrôle, l'évapotranspiration simulée est de l'ordre de $1,5 \text{ mm.j}^{-1}$ en hiver et au printemps et subit une forte augmentation en juin lors de l'arrivée des pluies de mousson (figure 7.13). Elle est maximale en septembre (près de $4,0 \text{ mm.j}^{-1}$) et diminue avec le retrait des pluies de mousson. De manière générale, un surplus d'eau via l'irrigation sur les surfaces continentales produit plus d'évaporation. C'est le cas sur cette région uniquement en hiver et printemps d'après la figure 7.13¹. Avec AIr, l'évaporation est significativement augmentée sur les surfaces continentales durant la période de forte irrigation, de novembre à mai (8,8% d'augmentation sur la période). Cependant, lorsque les fortes pluies de mousson arrivent en Juin (voir figure 7.11), l'évaporation des surfaces est significativement diminuée de près de 3% de Juin jusqu'à Septembre (sauf pour Juillet), mois durant lequel la mousson se retire du continent. Nous pouvons attribuer l'augmentation de l'évaporation à la présence de l'irrigation sur le continent durant la période où elle représente une quantité non négligeable de 10% des quantités de pluies sur l'Inde. En revanche, lors de la mousson, le poids de l'irrigation sur l'évaporation est largement minoritaire face à l'apport d'eau des pluies sur la péninsule : l'irrigation représente 0,85% des pluies sur la période moyenne Juin-Septembre.

En terme de température de surface, le modèle simule une situation cohérente avec la réalité d'après la simulation SIr (figure 7.14). Les surfaces continentales de l'Inde se réchauffent plus vite que la mer d'Arabie en fin d'hiver et deviennent plus chaudes que cette dernière dès le mois de mars du fait de leur inertie thermique différente. Les températures de surface de la mer varient peu sur l'année (entre 27 et 30°C). Le contraste thermique terre/mer est au plus fort en Mai et Juin qui est de l'ordre de 2°C. Comme nous l'avons vu précédemment, c'est l'un des principaux facteurs responsables du déclenchement de la mousson (mais qui n'a plus d'influence une fois la mousson établie). Dès l'arrivée des pluies de mousson en Juin et jusqu'à leur retrait en Septembre, les températures de surface continentale diminuent (de 5°C environ entre Juin et Septembre) et redeviennent plus froides que celles de l'océan dès Juillet avec le retrait de l'équateur thermique. Le refroidissement des surfaces continentales lors de la mousson peut être expliqué par le phénomène de transport de chaleur de la surface vers l'atmosphère via la convection. En effet, la parcelle d'air humide provenant de l'océan se réchauffe au contact des surfaces continentales chaudes. Elle devient moins dense que son environnement et s'élève en véhiculant une quantité de chaleur depuis les surfaces continentales ainsi refroidies vers l'atmosphère. Mais deux autres phénomènes peuvent aussi expliquer la diminution des températures de sol lors de la mousson d'après Webster (1987) :

- l'humidification des sols par les pluies de mousson. La chaleur spécifique (quantité de chaleur nécessaire pour élever la température de l'unité de masse de 1°C) d'un sol sec est deux fois moins importante que celle d'une masse d'eau. Donc, à quantité égale d'énergie solaire reçue, la température d'un sol sec va augmenter deux fois plus que celle de la masse d'eau. Mais lorsque le sol s'humidifie par les pluies de mousson, sa chaleur spécifique va augmenter et se rapprocher de celle de l'eau. Par conséquent, la température du sol va diminuer. Elle chute fortement lors de l'humidification de la surface (entre Juin et Juillet) comme le montre la figure 7.14 puis diminue très peu les deux mois suivant

¹Le graphe en bas de ce type de figure indique les valeurs P des métriques T1 et SITES afin de savoir si les différences obtenues chaque mois entre les deux simulations sont significatives. La valeur P de SITES prend en compte les compensations qui peut exister dans un moyenne spatiale. Par conséquent, elle nous indique avec une meilleure confiance la significativité de la différence. Une valeur P inférieure à 0,5 indique une différence négative et inversement. Pour SITES, les valeurs P ou 1-P sont représentées de façon à obtenir le même sens de variation saisonnière que la valeur P de T1.

durant lesquels le sol est à saturation.

- la forte quantité en énergie solaire utilisée pour l'évaporation des sols.

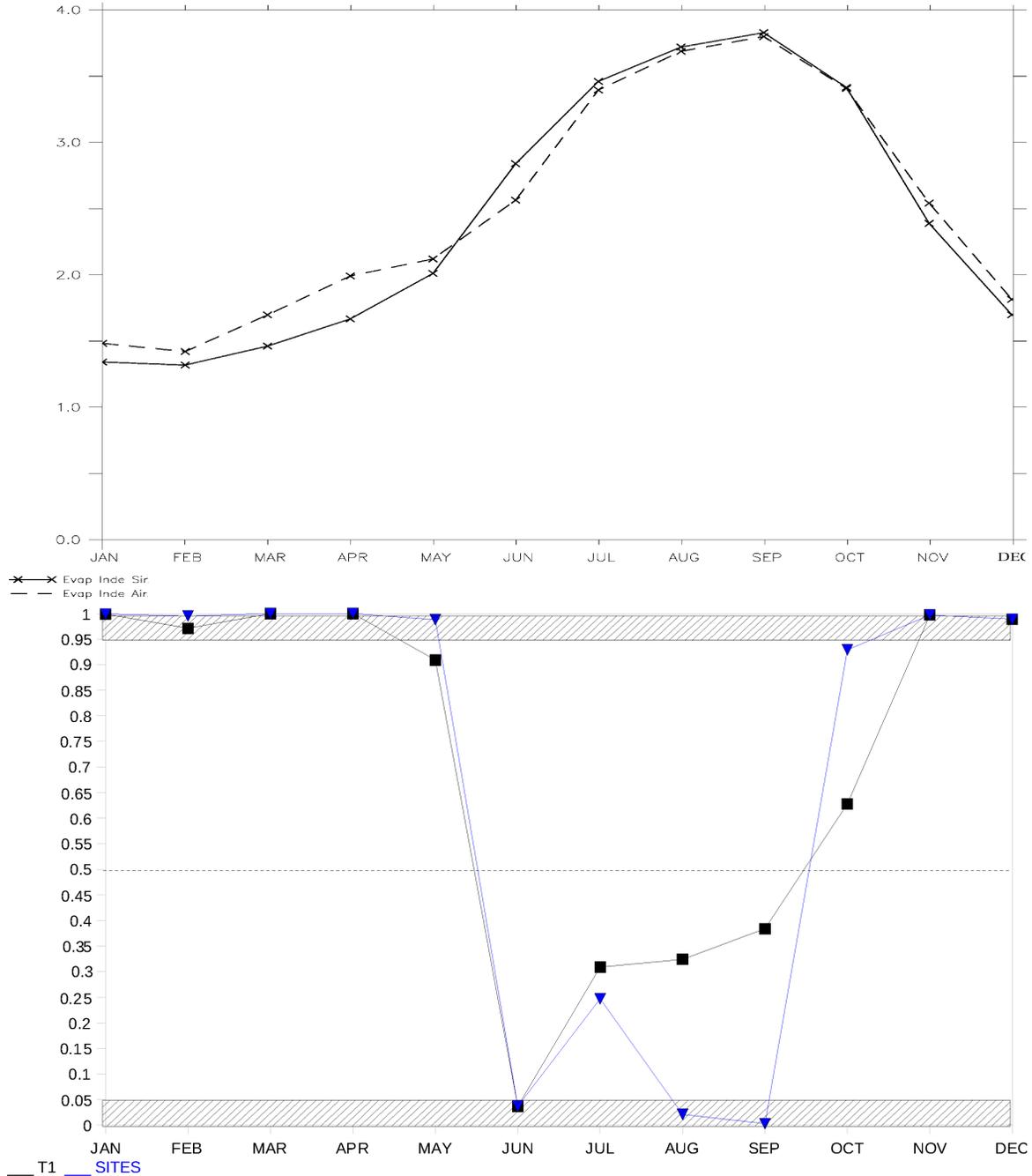


FIG. 7.13 – EVOLUTION SAISONNIÈRE DE L'ÉVAPORATION ($mm.j^{-1}$), EN MOYENNE SUR 30 ANS, POUR LES SIMULATIONS SIR (NOIR TRAIT PLEIN) ET AIR (NOIR TRAIT POINTILLÉ) (HAUT). La valeur P des métriques T1 (noir) et SITES (bleu) mesure la significativité de la différence des moyennes mensuelles entre AIR et SIR (bas). Valeurs significatives au risque d'erreur de 5% pour $P \leq 0.05$ ou $P \geq 0.95$ (zones hachurées).

7.4. IMPACT SUR LE BILAN D'EAU EN INDE

D'après AIR, l'augmentation de l'évaporation grâce à l'irrigation est accompagnée d'un refroidissement significatif des surfaces continentales entre février et mai d'environ $0,55^{\circ}\text{C}$ en moyenne, soit 1,8% (figure 7.14). De novembre à janvier, ce refroidissement est peu significatif. Le flux de chaleur latente est augmenté par irrigation au dépend du flux de chaleur sensible qui diminue et abaisse la température de surface. Le modèle nous indique qu'en présence d'irrigation, les surfaces continentales sont significativement plus froides en Mai ($0,23^{\circ}\text{C}$ en moins soit 0,7%) mais plus chaudes en Juin ($0,71^{\circ}\text{C}$ en plus soit 2,3%) par rapport à la simulation de contrôle, précisément durant la période de déclenchement de mousson.

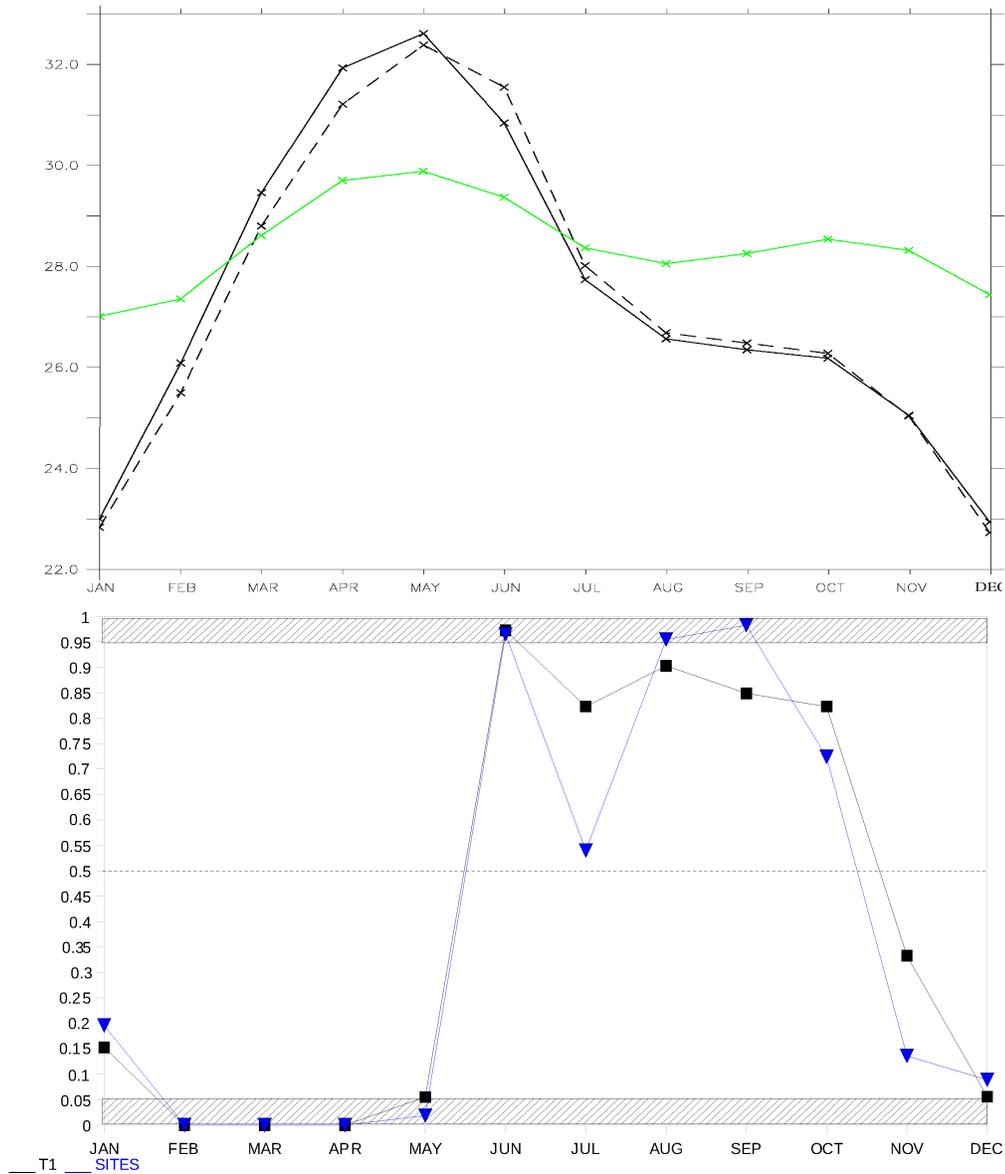


FIG. 7.14 – EVOLUTION SAISONNIÈRE DE LA TEMPÉRATURE DU SOL ($^{\circ}\text{C}$) POUR LES SIMULATIONS SIR (NOIR TRAIT PLEIN) ET AIR (NOIR TRAIT POINTILLÉ) ET DE LA TEMPÉRATURE DE SURFACE DE LA MER D'ARABIE ($^{\circ}\text{C}$) (VERT) (HAUT), EN MOYENNE SUR 30 ANS. Tests statistiques (bas).

Pour une étude plus précise de l'évolution de la température de surface des sols pendant ces mois, la figure 7.15 décrit leur variation latitudinale en fonction des jours de la période Mai-Juin pour les deux simulations et la différence. Avec la simulation S_{Ir}, les températures de sol au niveau de la latitude 15°N sont constantes (autour de 32°C) avant le 20 Mai. Les surfaces continentales subissent ensuite un refroidissement de près de 4°C entre fin Mai et fin Juin. Ceci est expliquée par l'arrivée des précipitations de mousson, montrée par la figure 7.16 (en haut à gauche), d'après le mécanisme décrit précédemment. L'arrivée des pluies de mousson est plus ou moins précoce suivant les latitudes. En effet, la partie extrême sud de l'Inde jusqu'à 10°N (comprenant aussi l'île de Ceylan) présente déjà une précipitation importante début mai (autour de $6-7 \text{ mm.j}^{-1}$) du fait de l'arrivée des vents d'Ouest à cette période. Puis, la montée en latitude des vents d'Ouest début Juin induit une diminution des pluies de près de 40% sur la région. La bande latitudinale supérieure (10-12°N) présente une quantité de pluies régulière sur la période (environ $6,0 \text{ mm.j}^{-1}$) mais plus élevée vers mi-juin ($9,0 \text{ mm.j}^{-1}$) lorsque les vents d'Ouest ont progressé en latitude. En revanche, la partie Nord de l'Inde (supérieur à 12°N) est soumise à l'arrivée des fortes pluies dès fin Mai-début Juin. La progression de la mousson vers le nord est visible par une augmentation plus tardive des pluies aux latitudes élevées (20°N et plus) se produisant vers le 25 Mai. De manière générale, on remarque bien la concordance logique des évolutions entre celle des précipitations continentales et des températures de sol : l'arrivée des pluies de mousson refroidit brutalement les surfaces continentales.

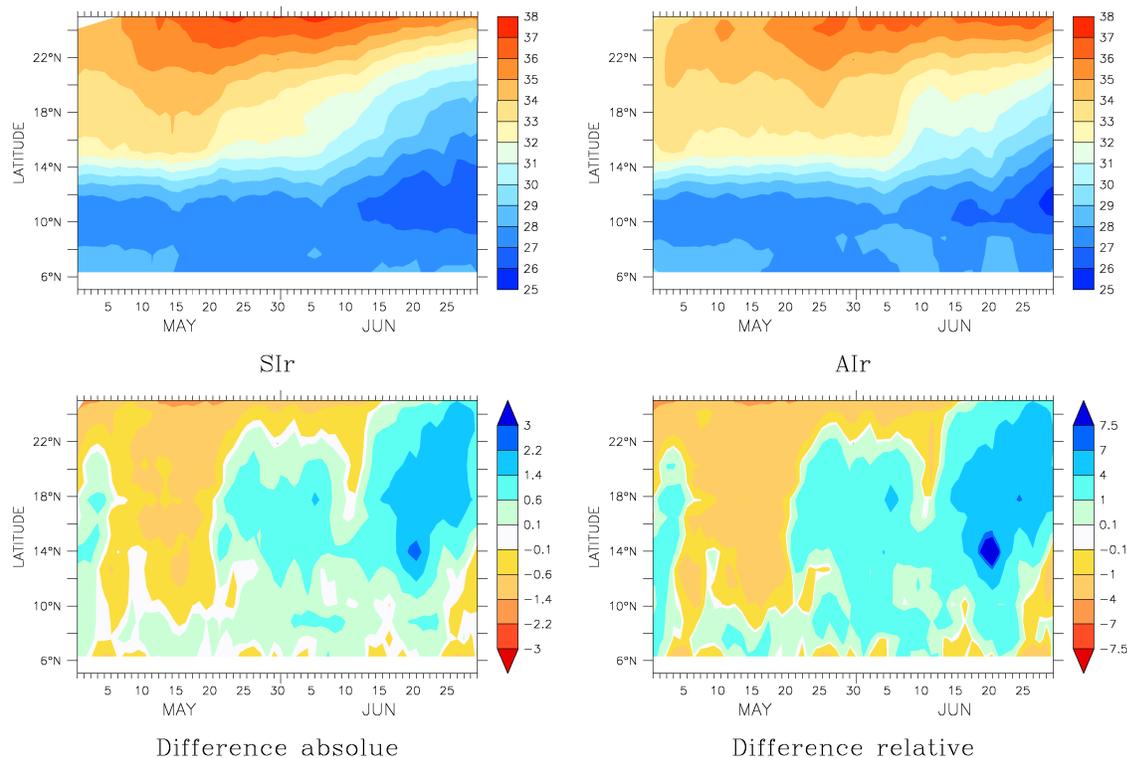


FIG. 7.15 – DIAGRAMME DE HOVMÖLLER (LATITUDE/TEMPS) DES TEMPÉRATURES DE SURFACES CONTINENTALES JOURNALIÈRES (°C), DU 1ER MAI AU 30 JUIN DE LA PÉRIODE MOYENNE DES 30 ANS, POUR LA SIMULATION S_{Ir} (EN HAUT À GAUCHE) ET A_{Ir} (EN HAUT À DROITE). LES DIFFÉRENCES ABSOLUES (°C) ET RELATIVES (%) ENTRE A_{Ir} ET S_{Ir} SONT PRÉSENTÉES RESPECTIVEMENT EN BAS À GAUCHE ET À DROITE.

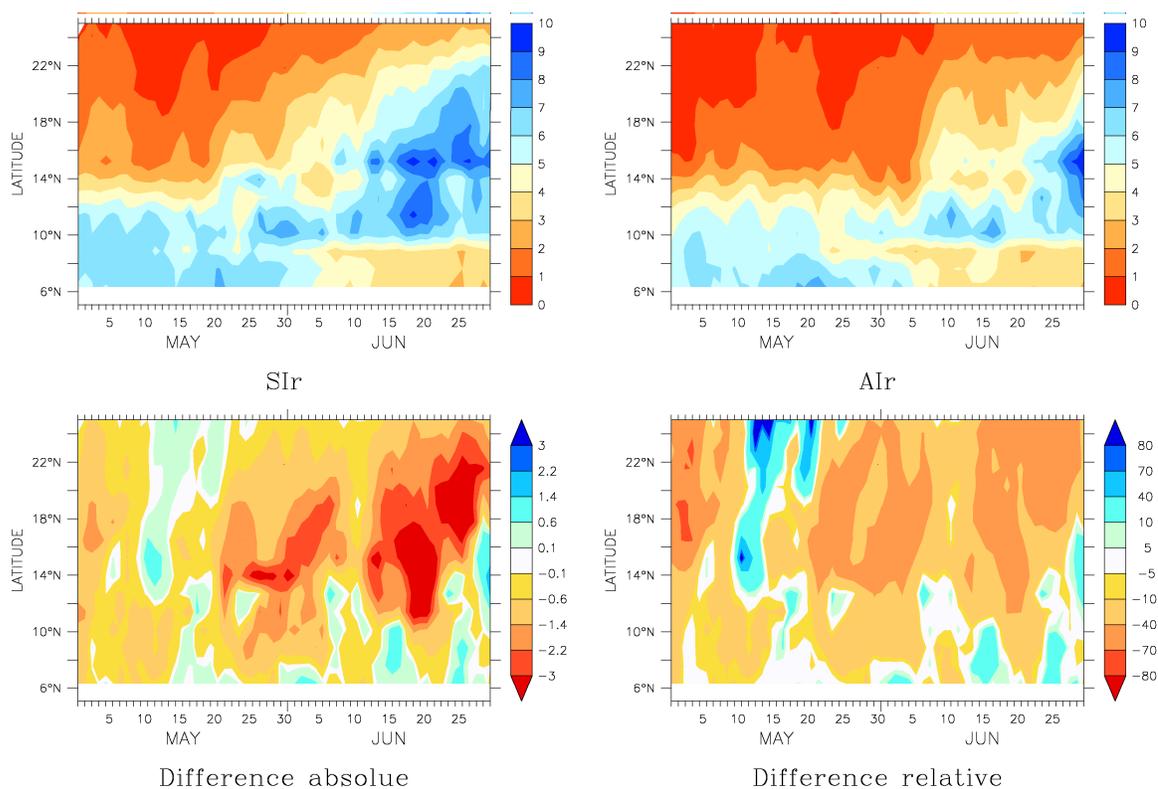


FIG. 7.16 – LÉGENDE IDENTIQUE QUE CELLE DE LA FIGURE 7.15 MAIS POUR LES PRÉCIPITATIONS JOURNALIÈRES CONTINENTALES ($mm.j^{-1}$).

Quand on prend en compte l'irrigation, le modèle simule un refroidissement des surfaces continentales de l'ordre du pourcent, sur les latitudes autour de $15^{\circ}N$, jusqu'au 20 Mai (figure 7.15 en bas). La conséquence directe de ce refroidissement induit une réduction du contraste thermique continent-océan lors de la simulation AIr par rapport à SIr comme l'indique la figure 7.17. L'ordre de grandeur de l'abaissement du gradient thermique est identique à celui du refroidissement des surfaces continentales puisque les SST sont les mêmes dans les deux simulations. La simulation avec irrigation présente alors un déclenchement des pluies de mousson retardé par rapport à la simulation de contrôle sur les latitudes autour de $15^{\circ}N$ (figure 7.16 en haut à droite) : alors que les pluies de la simulation SIr arrivent le 20 Mai, celles de AIr surviennent 15 jours plus tard. La différence entre AIr et SIr donne par conséquent un déficit de pluies durant cette période de l'ordre de 50%. Dans la simulation avec irrigation, l'humidification des sols se faisant plus tardivement, les températures de sol ne commencent à baisser uniquement qu'aux alentours du 5 Juin, date de l'arrivée des pluies de mousson. C'est pourquoi, la différence avec SIr indique un réchauffement global des sols en Juin, évoqué précédemment (figure 7.14).

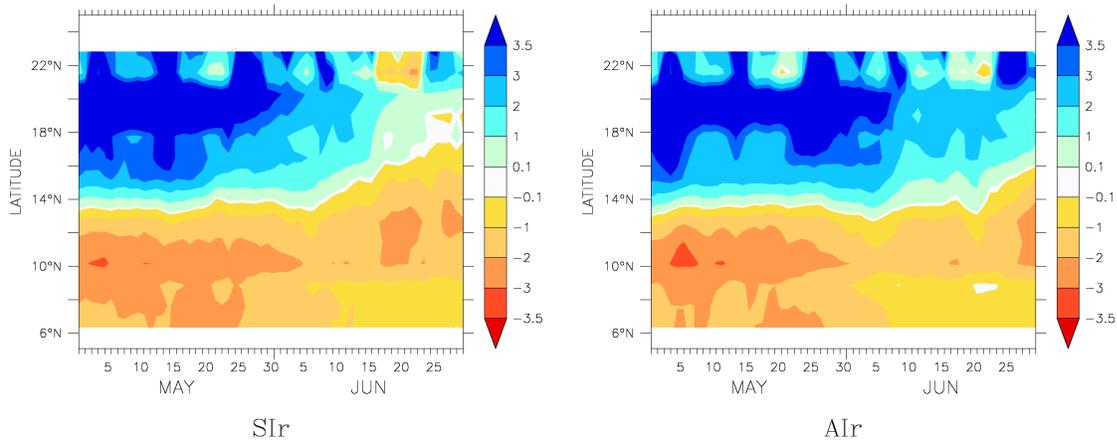


FIG. 7.17 – DIAGRAMME DE HOVMÖLLER (LATITUDE/TEMPS) DE LA DIFFÉRENCE DES TEMPÉRATURES DE SURFACE ENTRE LE CONTINENT ET LA MER D'ARABIE ($^{\circ}\text{C}$), DU 1ER MAI AU 30 JUIN DE LA PÉRIODE MOYENNE DES 30 ANS, POUR LA SIMULATION SIR (À GAUCHE) ET AIR (À DROITE). Les différences absolues et relatives sont identiques à celles de la figure 7.15 puisque que les SST sont identiques dans les deux simulations.

Pour résumer, l'évolution saisonnière des pluies sur l'année moyenne des 30 ans est reproduite par la figure 7.18 (haut) selon les deux simulations. On remarque une diminution globale relativement faible des pluies sur l'année d'environ 3,4% avec la simulation AIR par rapport à la simulation contrôle (respectivement $3,97\text{ mm.j}^{-1}$ et $4,11\text{ mm.j}^{-1}$ en moyenne sur l'année). Cependant, lors de la période de mousson d'été, cette diminution en pluies est bien plus conséquente (7,4% de diminution sur la période de Juin à Septembre). On remarque bien une diminution significative de 30,0% (à 95% de confiance) des précipitations au mois de Juin et, à 90% de confiance, une diminution en Mai et Juillet.

7.4. IMPACT SUR LE BILAN D'EAU EN INDE

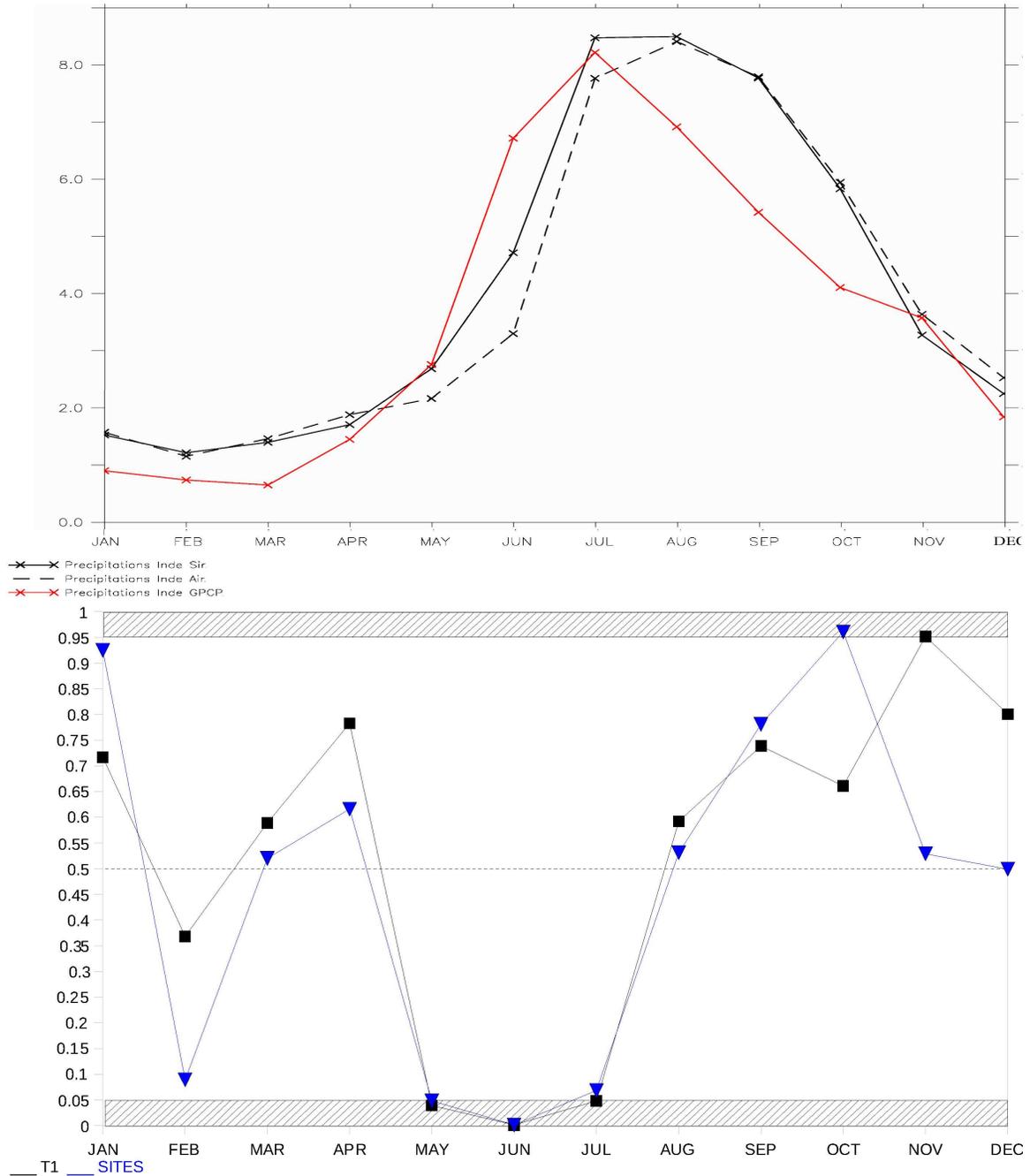


FIG. 7.18 – EVOLUTION SAISONNIÈRE DES PRÉCIPITATIONS ($mm \cdot j^{-1}$), EN MOYENNE SUR 30 ANS, POUR LES SIMULATIONS SIR (NOIR TRAIT PLEIN) ET AIR (NOIR TRAIT POINTILLÉ) ET COMPARAISON AVEC LES OBSERVATIONS (ROUGE) (HAUT). Tests statistiques (bas).

Finalement, l'irrigation refroidit les surfaces des continents en favorisant l'évapotranspiration durant la période précédant l'arrivée de la mousson. Le contraste thermique terre/mer, responsable du déclenchement de la mousson, est par conséquent réduit entre le mois de Mai et Juin. Il résulte de cet affaiblissement moins de précipitations sur l'Inde les mois suivant durant la mousson (figure 7.18). En revanche, le déficit en pluies est vite compensé à partir

du mois d'août due à la forte activité de la convection qui persiste durant toute la mousson.

L'affaiblissement du début de la mousson par la présence de l'irrigation des surfaces continentales est aussi remarquable à travers l'évolution des différences d'humidité spécifique dans la colonne d'atmosphère entre les deux simulations (figure 7.19). Au mois de mai, on note bien la différence d'humidité spécifique qui devient négative et de manière plus prononcée dans la couche limite. Elle persiste en Juin puis, comme nous l'avons vu, s'atténue en Juillet-Août, période durant laquelle l'humidification intense des couches atmosphériques pallie le déficit de début de mousson. L'affaiblissement de la mousson est aussi bien représentée par la diminution du flux d'humidité advecté vers les terres (figure 7.20) qui débute en Mai au sud de l'Inde puis en Juin (de l'ordre de 15%) sur la zone continentale soumise à la mousson. La dépression installée dès le mois de Juin sur la partie nord-est de l'Inde lorsque la mousson est bien établie (figure 7.12), est affaiblie jusqu'en Juillet avec irrigation (figure 7.20). L'atténuation du flux d'humidité sur cette zone est de l'ordre de 20% en Juin et de 10% en Juillet.

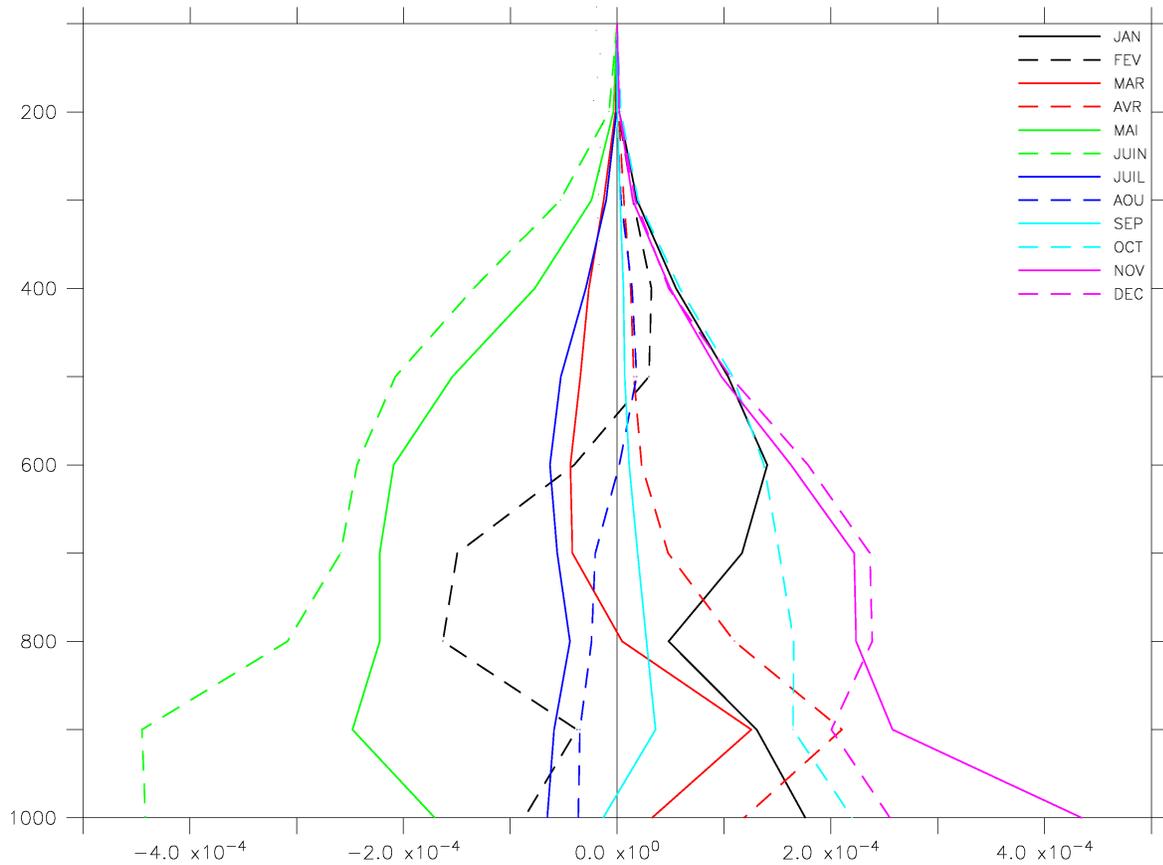


FIG. 7.19 – PROFILS VERTICAUX (HAUTEUR EN mb) DE LA DIFFÉRENCE DE L'HUMIDITÉ SPÉCIFIQUE DE L'AIR ($kg.kg^{-1}$) DANS LA TROPOSPHÈRE ENTRE AIR ET SIR, POUR CHAQUE MOIS DE L'ANNÉE MOYENNE DES 30 ANS.

7.4. IMPACT SUR LE BILAN D'EAU EN INDE

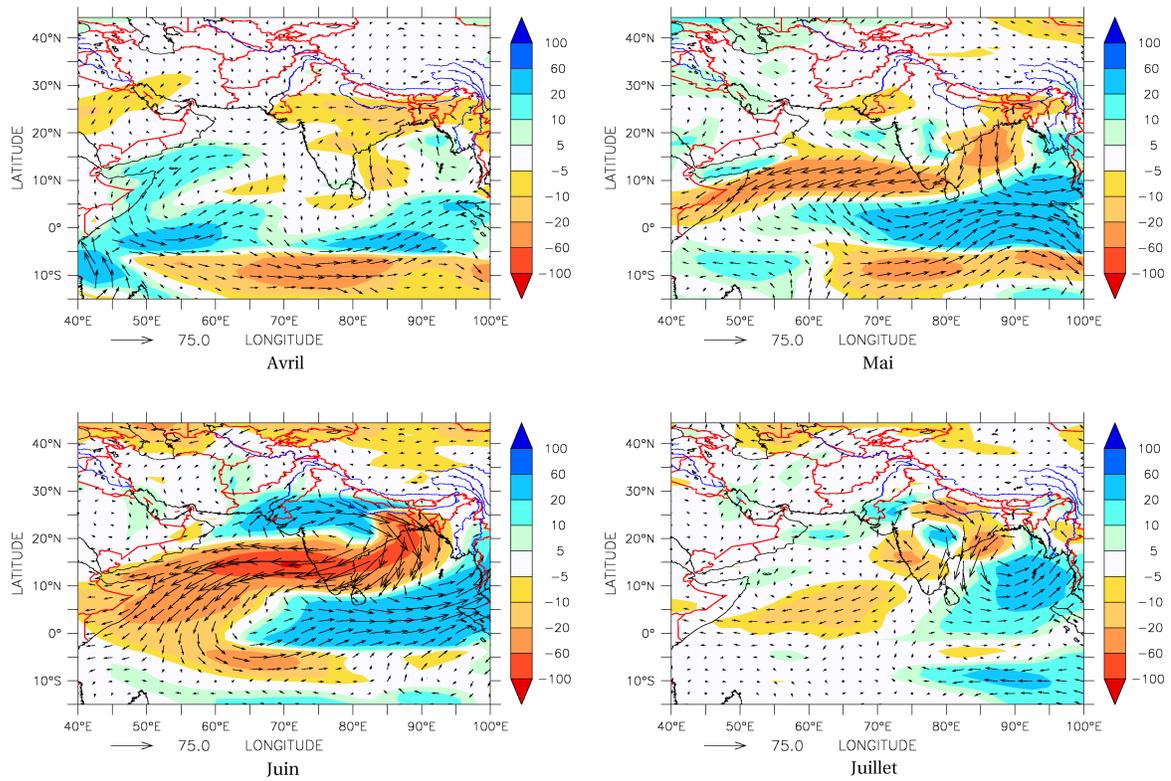


FIG. 7.20 – DIFFÉRENCES DE FLUX D'HUMIDITÉ ($kg.m^{-1}.s^{-1}$) ENTRE AIR ET SÛR, SUR LA RÉGION SUD DE L'ASIE, POUR LES QUATRE MOIS DE L'ANNÉE MOYENNE SUR 30 ANS ILLUSTRANT LA MISE EN PLACE DE LA MOUSSON. Le sens des flèches indiquent une atténuation ou une intensification du flux selon s'il est contraire ou pas au sens de circulation des flux. La longueur des flèches indique l'intensité de la différence de flux (qui est aussi représentée par les couleurs).

7.4.3 Débit du Gange-Brahmapoutre

Les deux fleuves Gange et Brahmapoutre sont situés au nord de la région de l'Inde étudiée précédemment. Ils ont un delta commun en se jetant dans la baie du Bengal. C'est pourquoi dans SECHIBA, ils ont le même bassin versant. Les pluies de mousson constituent à elles seules 83% du débit moyen annuel et, durant la saison sèche, la fonte des neiges au Népal contribuent au débit moyen à 71% (Mirza, 1997). Ainsi, les hautes eaux persistantes de Août à Octobre sont dues essentiellement aux pluies de mousson. La variation du débit du Gange-Brahmapoutre est représentée sur la figure 7.21 pour les deux simulations et comparée à celle des observations. En comparant avec les observations, on remarque que le débit simulé est surestimé lors de la période de faibles débits et un retard de deux mois est constaté au niveau du pic de débit. La simulation avec irrigation révèle, par rapport à la simulation de contrôle, une baisse du débit sur toute l'année ($-8,7\%$) exceptée sur la période de Novembre à Janvier. On obtient des diminutions significatives de débit de Juin à Octobre ($-13,5\%$) attribuables à la baisse des précipitations de mousson constatée précédemment. Durant la période de Février à Mai, on attribue la diminution du débit du fleuve aux prélèvements de son eau pour l'irrigation, intense durant cette période. Cependant elle ne semble pas être significative.

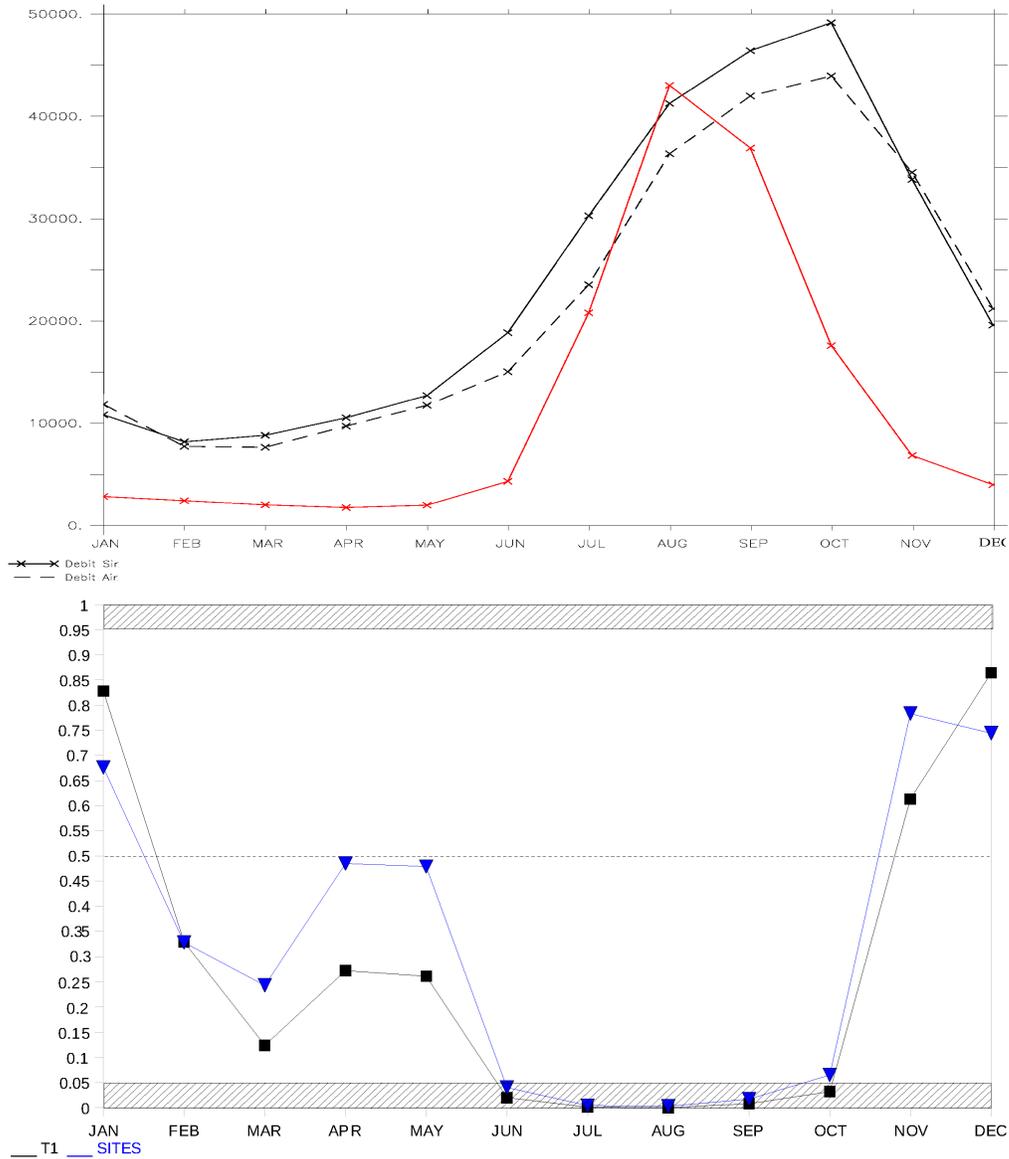


FIG. 7.21 – EVOLUTION SAISONNIÈRE DU DÉBIT DU GANGE-BRAHMAPOUTRE ($m^3.s^{-1}$), À FARAKKA-BAHADURABAD, EN MOYENNE SUR 30 ANS, POUR LES SIMULATIONS SIR (NOIR TRAIT PLEIN) ET AIR (NOIR TRAIT POINTILLÉ) ET COMPARAISON AVEC LES OBSERVATIONS (ROUGE) (HAUT). Tests statistiques (bas).

7.4.4 Résumé

Le modèle simule une irrigation en période hivernale et printanière en Inde représentant 10% des pluies, conformément aux observations. La comparaison des deux simulations a révélé un effet significatif de l'irrigation, via l'augmentation de près de 10% en évaporation, sur le refroidissement des surfaces continentales indiennes (les températures de surface continentale baissent de 2%). La conséquence est un affaiblissement du contraste thermique mer-continent fin Mai-début Juin de l'ordre de plus de 2%. Par conséquent, les pluies de mousson sont réduites de moitié au déclenchement de la mousson et cette diminution persiste significativement en Juin et Juillet. La quantité d'eau apportée au fleuve est réduite conduisant à une baisse significative de près de 15% des débits du Gange-Brahmapoutre pendant les hautes eaux.

Un résultat similaire concernant l'effet de l'irrigation sur le déclenchement de la mousson a été donné par Lee et al. (2009). Les auteurs montrent la croissance de l'anomalie du NDVI observé sur le continent indien pour la période 1982-2003 qui est corrélée avec l'augmentation des aires irriguées. Les auteurs établissent une corrélation entre cette croissance du NDVI durant la période Mars-Mai précédant la mousson et la décroissance mesurée des pluies de mousson en Juillet. La même raison que celle décrite dans ce travail est invoquée pour expliquer cette diminution de pluies de mousson : le gradient thermique est affaibli par le refroidissement des surfaces irriguées.

On note qu'avec la simulation de contrôle, notre modèle déclenche la mousson le 20 Mai. Avec irrigation, celle-ci commence seulement le 5 Juin, date à laquelle on observe en Inde le début réel des grosses pluies. La simulation avec irrigation donne donc un déclenchement des pluies plutôt en cohérence avec la réalité. Cependant, quelques limites peuvent être apportées à notre étude. En effet, la plus grande incertitude est la représentation des pluies dans notre modèle par rapport aux observations. Toutefois, la mesure des pluies sur cette région peut présenter aussi des biais non négligeables quant à la date du démarrage de la mousson. De plus, l'absence de la modélisation de la croissance interactive des cultures avec son environnement en fonction du climat est certainement une limite au réalisme de nos simulations. L'utilisation des modules STOMATE et LPJ serait une perspective intéressante pour ce travail. Une autre limite est l'absence de prise en compte de la variabilité des SST chaque année mais uniquement une période climatologique répétée chaque année. Or la mousson présente une variabilité interannuelle importante que l'on ne peut pas représenter avec des SST climatologiques. Enfin, la modélisation de la circulation océanique permettrait de mieux représenter chaque année le gradient thermique terre-océan. Dans notre travail, nous n'avons pas modéliser l'effet possible que peut avoir le changement de pluie sur la circulation océanique et en retour sur le gradient thermique terre-océan. Il serait aussi intéressant de détailler les paramétrisations des pluies de mousson dans LMDZ afin de mieux appréhender les différences de circulation de grande échelle des flux d'humidité.

7.5 Bassin du Mississippi : impact de l'irrigation et tendances

7.5.1 Irrigation simulée

Les résultats des deux simulations sont analysés sur le bassin du Mississippi dans cette section. L'irrigation sur le bassin du Mississippi intervient majoritairement lors des forts rayonnements et déficits hydriques de l'air c'est à dire durant l'été (figure 7.22). Elle est quasi-nulle durant l'hiver en accord avec la réalité ; à ces latitudes, les températures en hiver ne permettent pas la croissance de la végétation d'où une demande en irrigation nulle. L'irrigation simulée croît avec le développement foliaire au printemps et atteint sa valeur maximale en été ($0,06 \text{ mm.j}^{-1}$ en moyenne sur le bassin). La valeur moyenne sur l'année est de l'ordre de $0,03 \text{ mm.j}^{-1}$. Celle des pluies étant de $1,43 \text{ mm.j}^{-1}$, la quantité d'eau calculée par le modèle sur le bassin représente 2,1% des pluies simulées. Cette proportion est le bon ordre de grandeur tel que nous l'avons vu dans la section 3.3.

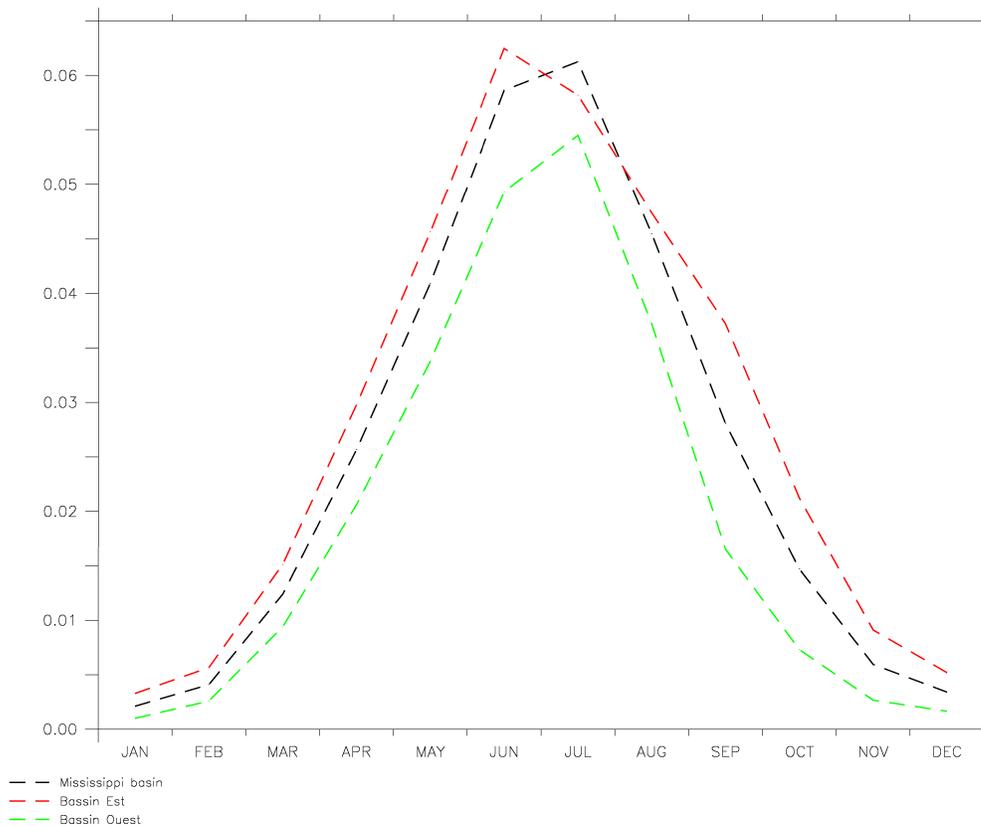


FIG. 7.22 – EVOLUTION SAISONNIÈRE DE L'IRRIGATION (mm.j^{-1}), EN MOYENNE SUR 30 ANS, SELON LA SIMULATION AIR, EN MOYENNE SUR LE BASSIN DU MISSISSIPPI (NOIR TRAIT POINTILLÉ), SUR SA RÉGION EST (ROUGE TRAIT POINTILLÉ) ET OUEST (VERT TRAIT POINTILLÉ).

Cependant, l'irrigation présente une disparité géographique sur le bassin en terme d'intensité d'après la figure 7.23. En effet, elle est présente surtout le long du bras principal du fleuve du Mississippi au sud du bassin où les prélèvements directement dans le fleuve y sont importants (jusqu'à plus de $0,5 \text{ mm.j}^{-1}$ en été) ainsi qu'au nord/nord-ouest du bassin (jusqu'à

1,5 $mm.j^{-1}$ en été) où le déficit hydrique de l'air y est le plus élevé en été et les demandes en eau conséquentes ; les autres zones n'atteignent guère 0,1 $mm.j^{-1}$ en été, une quantité d'irrigation considérée de base (A.Perrier, communication personnelle). La région extrême Est du bassin n'est pas irriguée selon le modèle. Les pluies y sont très intenses sur cette région et couvrent largement les besoins hydriques des cultures. La séparation entre région Ouest et Est du bassin montre une similitude de la saisonnalité en quantité d'eau utilisée pour l'irrigation sur l'année moyenne des 30 ans (figure 7.22). La moyenne de l'irrigation sur l'année reste plus importante à l'Est (0,03 $mm.j^{-1}$) qu'à l'Ouest (0,02 $mm.j^{-1}$) à cause des forts prélèvements dans le bras principal du Mississippi la majeure partie de l'année. En revanche, à l'Ouest, les surfaces sont majoritairement irriguées au printemps et surtout en été.

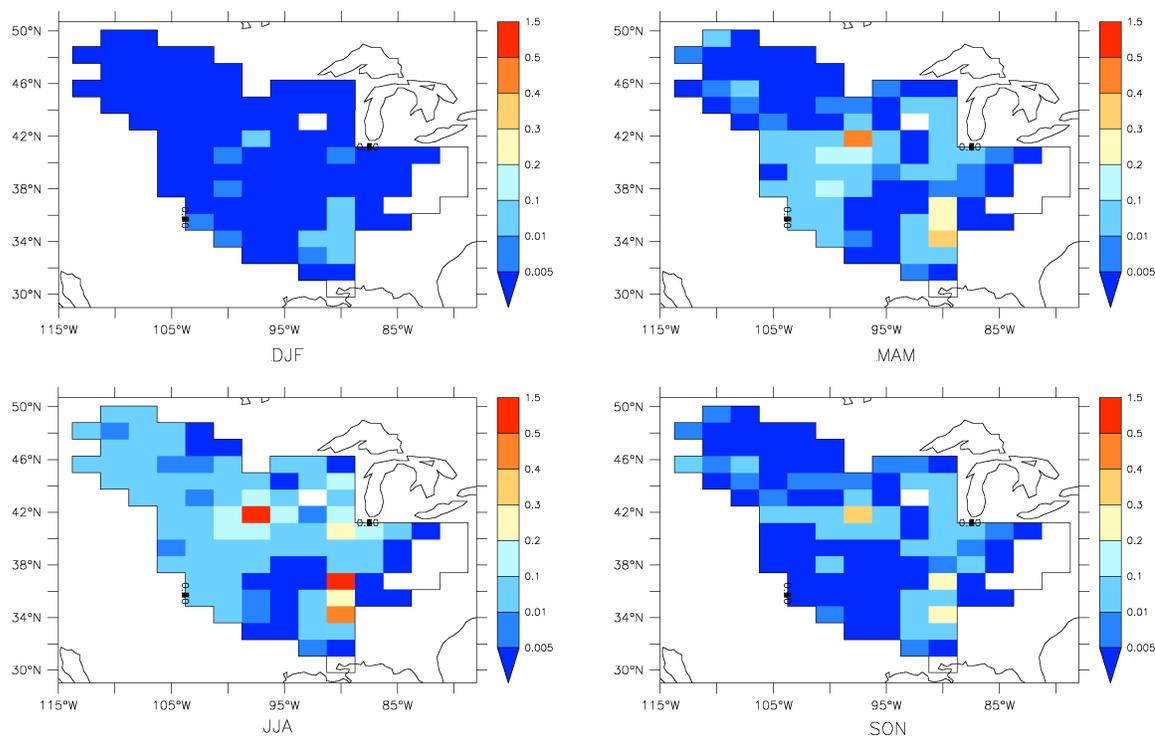


FIG. 7.23 – IRRIGATIONS SAISONNIÈRES ($mm.j^{-1}$), EN MOYENNE SUR 30 ANS, SELON LA SIMULATION AIR, SUR LE BASSIN DU MISSISSIPPI. DJF, MAM (MOYENNE PRINTANIÈRE DE MARS À MAI), JJA ET SON (MOYENNE AUTOMNALE DE SEPTEMBRE À NOVEMBRE).

7.5.2 Différences moyennes sur 30 ans

Sur l'ensemble du bassin

On constate une légère diminution des précipitations en présence de l'irrigation sur l'ensemble du bassin du Mississippi en moyenne sur 30 ans ($-0,01 \text{ mm.j}^{-1}$ soit $-1,6\%$) mais il est difficile de dégager un signal clair et unique quand on compare les deux saisonnalités moyennes en pluies sur l'ensemble du bassin (figure 7.24 gauche). Toutefois, quelques informations peuvent être intéressantes sur certains mois. Des diminutions significatives en pluies sont observées en hiver quand on irrigue : une diminution conséquente d'environ 23% est significative à 10% d'erreur en Décembre. En Février, la différence est très faible mais la statistique SITES nous indique qu'il y a des compensations sur le bassin dans le calcul de la différence et on peut l'estimer significative à 5% d'erreur. Deux signaux à la limite de la significativité à 5% sont révélés sur la figure. On remarque un surplus de pluie significatif à 10% d'erreur en Avril qui est un des premiers mois de l'année où l'on irrigue de manière importante du fait du début de croissance de la végétation. Le mois d'août, qui est le premier mois de l'année où la quantité d'eau irriguée sur le bassin décline, présente une diminution significative en pluies quand on irrigue selon la métrique T1 seulement. Il semble que dès l'ajout de l'eau d'irrigation sur les cultures, l'évaporation des surfaces est significativement augmentée (figure 7.24 droite) favorisant le retour en pluies (à la limite de la significativité). On constate le phénomène inverse dès que l'on commence la période de diminution d'eau d'irrigation sur le bassin : l'évaporation est significativement diminuée en été et les pluies sont diminuées (à la limite de la significativité). Le reste des mois de l'année ne présente pas de différences significatives en pluies ou évaporation entre les deux simulations.

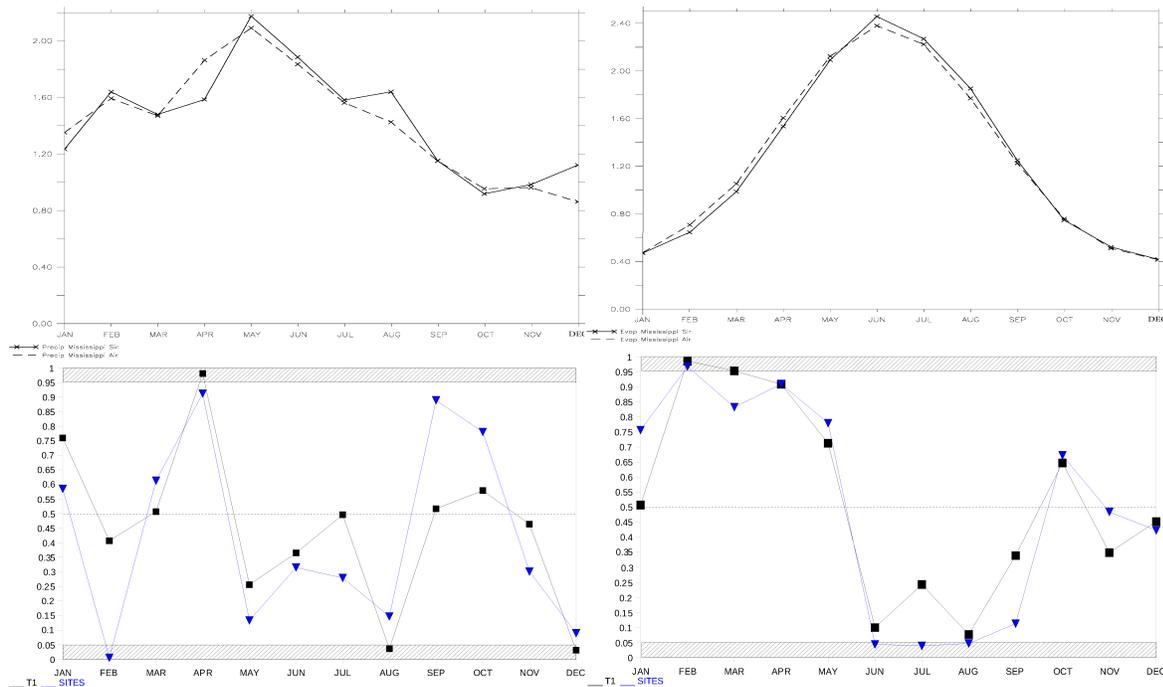


FIG. 7.24 – EVOLUTION SAISONNIÈRE DES PRÉCIPITATIONS (GAUCHE) ET DES ÉVAPORATIONS (DROITE) (TOUS LES DEUX EN mm.j^{-1}) SUR LE BASSIN DU MISSISSIPPI, EN MOYENNE SUR 30 ANS, POUR LES SIMULATIONS SIR (NOIR TRAIT PLEIN) ET AIR (NOIR TRAIT POINTILLÉ) (HAUT). Tests statistiques (bas).

Sur les deux régions du bassin

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 3.1, un contraste fort en précipitations existe naturellement sur le bassin du Mississippi avec une région Ouest beaucoup plus sèche que celle à l'Est subissant l'advection d'humidité provenant du golfe du Mexique en été. Cette différenciation climato-géographique du bassin du Mississippi peut nous indiquer si les différences obtenues en pluies et évaporation sur l'ensemble du bassin à la limite de la significativité, sont expliquées par des effets plus localisés. On note que le contraste en pluies qui existe entre les deux régions du bassin est légèrement atténué lorsqu'on irrigue sur l'année d'après notre simulation : la région Est du bassin à fortes précipitations perd 3,4% en pluies ($-0,03 \text{ mm.j}^{-1}$) contrairement à la région sèche à l'Ouest qui en gagne 3% ($+0,01 \text{ mm.j}^{-1}$) (figure 7.25). Ce contraste est d'autant plus marqué en période estivale : $-0,11 \text{ mm.j}^{-1}$ (soit environ -10,1%) à l'Est et $+0,04 \text{ mm.j}^{-1}$ (soit environ +12,2%) à l'Ouest. Pour une moitié donnée du bassin, quasiment tous les pixels présentent le même signe en différence de pluies entre les deux simulations (figure 7.26) : à l'Ouest, certaines atteignent jusqu'à plus de 40% de pluies avec la simulation AIr. Des différences de pluies entre 20 et 30% sont obtenues au centre de la région Est du bassin. On note qu'un déficit de pluies est constaté entre les deux simulations sur la partie extrême est du bassin alors qu'elle n'est pas irriguée.

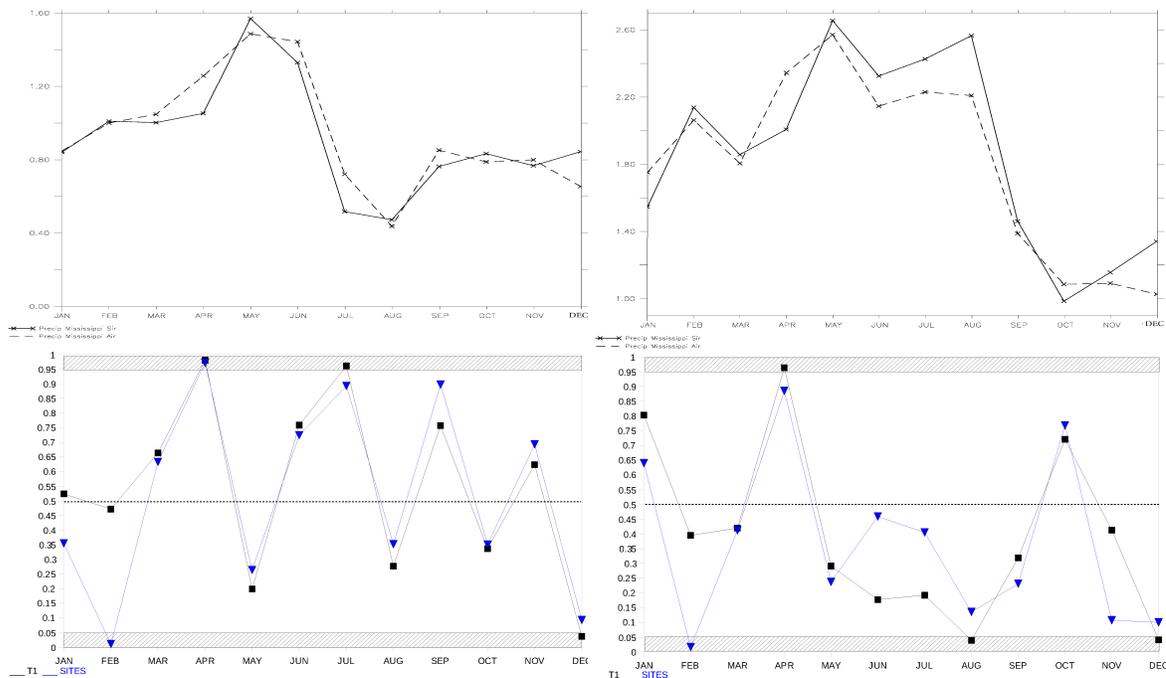


FIG. 7.25 – EVOLUTION SAISONNIÈRE DES PRÉCIPITATIONS (mm.j^{-1}) SUR LES RÉGIONS OUEST (GAUCHE) ET EST (DROITE) DU BASSIN DU MISSISSIPPI, EN MOYENNE SUR 30 ANS, POUR LES SIMULATIONS SIR (NOIR TRAIT PLEIN) ET AIr (NOIR TRAIT POINTILLÉ) (HAUT). Tests statistiques (bas).

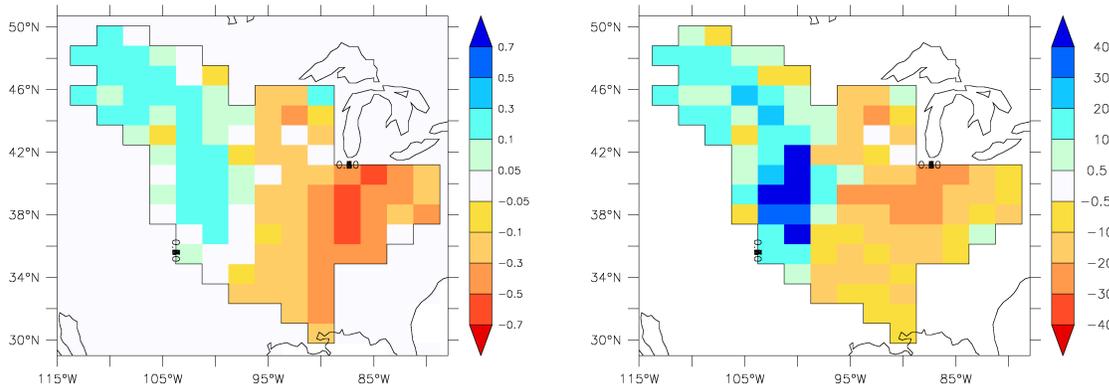


FIG. 7.26 – DIFFÉRENCES ABSOLUES (GAUCHE, EN $mm.j^{-1}$) ET RELATIVES (DROITE, EN %) DES PRÉCIPITATIONS ESTIVALES, EN MOYENNE SUR LES PÉRIODES JJA DE LA PÉRIODE DE 30 ANS, SUR LE BASSIN DU MISSISSIPPI, ENTRE LES SIMULATIONS AIR ET SIR.

On retrouve sur les deux régions du bassin l'augmentation significative des pluies en Avril lors du début de la croissance végétale et donc de l'irrigation (figure 7.25). La région Ouest présente des augmentations en évapotranspiration, à la limite de la significativité selon la statistique SITES, lors de la période d'irrigation des cultures, excepté en Juin (figure 7.27 gauche). En revanche, sur cette région, on obtient un excès de pluies au mois de Juillet (figure 7.25 gauche), soit un mois avant le déficit significatif des pluies sur la région Est (figure 7.25 droite). Cette baisse est accompagnée par la diminution estivale significative en évaporation des surfaces (figure 7.27 droite).

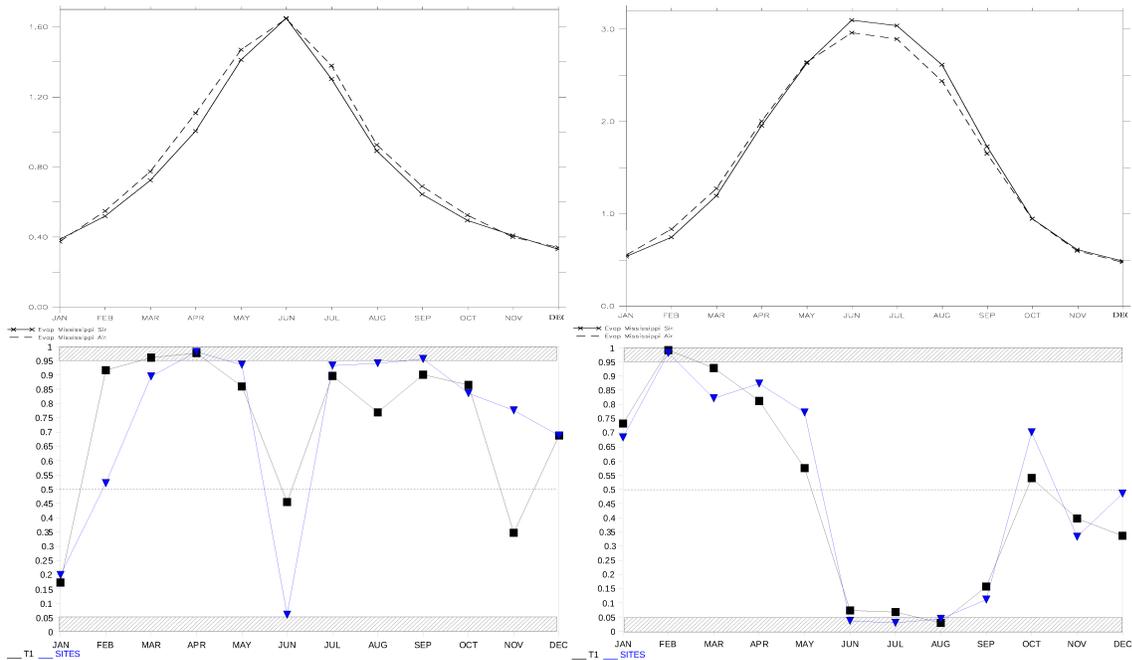


FIG. 7.27 – EVOLUTION SAISONNIÈRE DES ÉVAPORATIONS ($mm.j^{-1}$) SUR LES RÉGIONS OUEST (GAUCHE) ET EST (DROITE) DU BASSIN DU MISSISSIPPI, EN MOYENNE SUR 30 ANS, POUR LES SIMULATIONS SIR (NOIR TRAIT PLEIN) ET AIR (NOIR TRAIT POINTILLÉ) (HAUT). Tests statistiques (bas).

7.5. BASSIN DU MISSISSIPPI : IMPACT DE L'IRRIGATION ET TENDANCES

Le débit du Mississippi résultant de ces variations du bilan d'eau sur le bassin révèle une diminution très significative des basses eaux en automne lorsqu'on irrigue (figure 7.28). La diminution des précipitations, notamment en été, sur la région Est du bassin qui contribue à près de 50% du débit à Vicksburg, peut expliquer la décroissance de celui-ci. On note que le débit simulé par le modèle, avec ou sans irrigation, est largement sous-estimé par rapport à des débits mesurés en station, aussi bien en valeur annuelle qu'en saisonnalité. Nous verrons dans la section suivante que les pluies simulées sur le bassin sont très sous-estimées par rapport aux observations expliquant un faible débit modélisé.

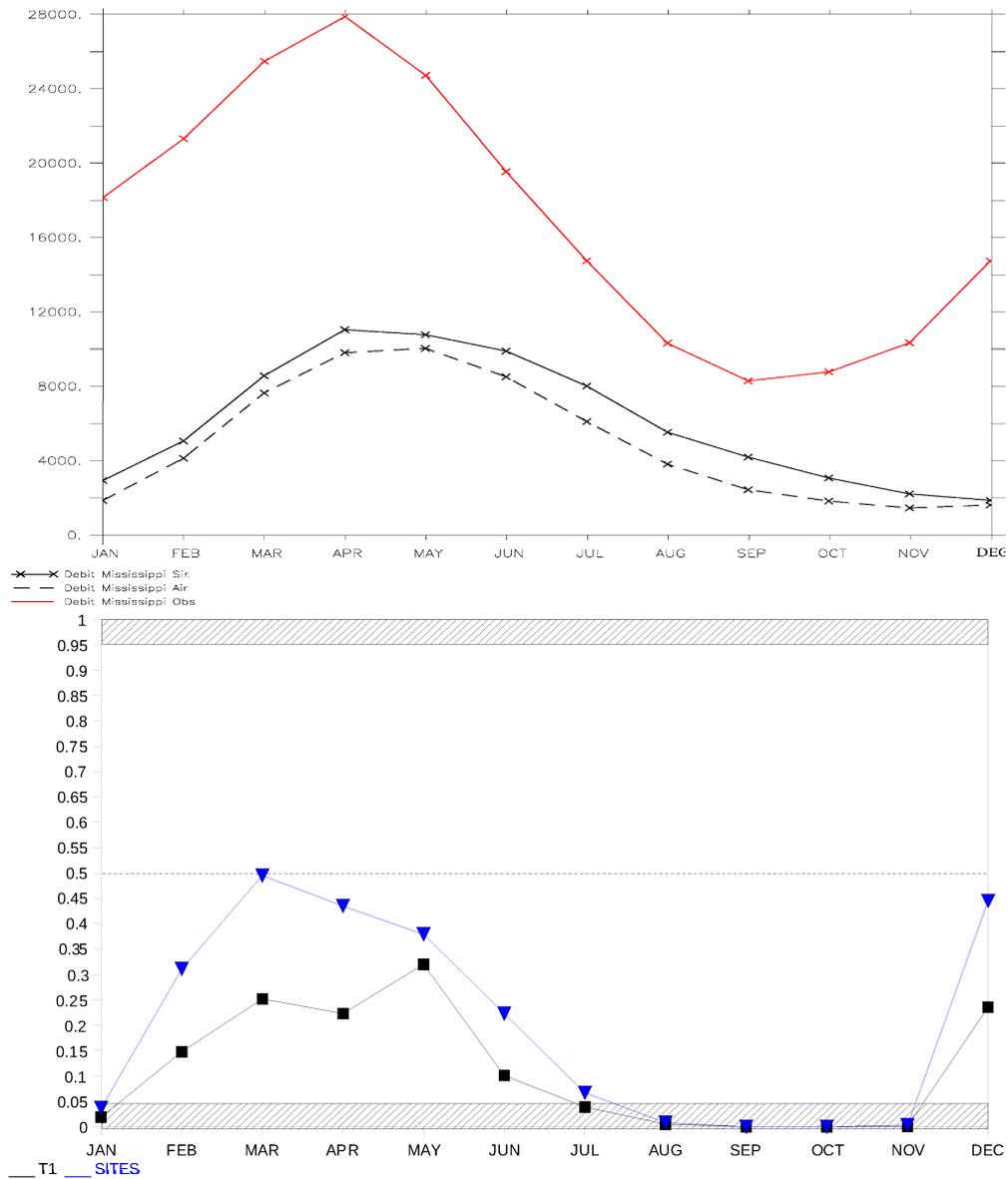


FIG. 7.28 – EVOLUTION SAISONNIÈRE DU DÉBIT DU MISSISSIPPI ($m^3.s^{-1}$), À VICKSBURG, EN MOYENNE SUR 30 ANS, POUR LES SIMULATIONS SIR (NOIR TRAIT PLEIN) ET AIR (NOIR TRAIT POINTILLÉ) ET COMPARAISON AVEC LES OBSERVATIONS (ROUGE) (HAUT). Tests statistiques (bas).

7.5.3 Tendances sur 30 ans

Le fait d'avoir 30 années de simulation à notre disposition nous permet d'étudier avec une certaine confiance les tendances des composantes du cycle de l'eau pour chacune des deux simulations. Chaque année, on effectue le cumul annuel de la variable moyenné sur l'ensemble du bassin du Mississippi mais aussi sur ses deux grands domaines Est et Ouest. Puisque l'irrigation est majoritaire en période estivale, nous donnerons aussi des cumuls réalisés sur la période de Juin à Août pour chaque année. Par l'intermédiaire du test de Mann-Kendall, nous dirons s'il existe une tendance significative pour les composantes du cycle de l'eau pour chacune des simulations mais aussi pour leur différence.

Pour les précipitations, nous confrontons nos résultats à la climatologie CRU de la période 1971-2000 dans le but de comparer non seulement les moyennes annuelles mais aussi la tendance sur les 30 ans. Cependant, nous ne simulons pas les événements extrêmes qui peuvent se produire dans cette région et la comparaison de la variation interannuelle entre modèle et mesure pour les pluies ne peut pas être faite dans cette étude. Pour cela il aurait fallu utiliser les températures de l'océan réelles chaque année et non une climatologie sur 20 ans répétée pour chaque année de simulation.

Sur l'ensemble du bassin

En comparant les précipitations issues de la climatologie CRU et celles simulées par le modèle, ce dernier sous-estime du tiers les pluies sur l'ensemble du bassin du Mississippi lors de la simulation contrôle : la différence relative des moyennes est de 33,6% (tableau 7.4). Le travail de Xuan-Tien (2005) sur le bassin du Mississippi avec le même modèle SECHIBALMDZ (issu d'une version plus ancienne (2005)) avait conduit aussi à une sous-estimation des pluies simulées sur le bassin de l'ordre de 25% en moyenne sur une période de simulation de 10 ans. De plus, une grande variabilité est simulée par le modèle lors de notre étude, supérieure à celle observée, la différence de l'écart-type moyen étant d'environ 17% supérieur. La raison pour laquelle cet apport d'eau à la surface n'est pas bien représentée dans le modèle n'a pas été étudiée dans ce travail. Néanmoins, deux résultats nous permettent d'émettre l'hypothèse qu'un événement récurrent chaque année amenant les pluies sur les Etats-Unis est mal modélisé dans notre modèle :

- les cumuls annuels des pluies simulées sont quasiment systématiquement sous-estimés chaque année (figure 7.29)
- ils présentent une tendance à la baisse sur les 30 ans (à la limite de la significativité à 5% d'erreur) de l'ordre de plus de 3,0 mm tous les ans en moyenne contrairement à la climatologie CRU qui ne présente pas de tendance significative sur le bassin du Mississippi (tableau 7.4).

La topographie peut être une source d'incertitude dans nos modèles. Par exemple, la bonne représentation des précipitations estivales dépend en particulier de l'intensité du Low Level Jet pénétrant sur les Grandes Plaines et qui est renforcé par la chaîne montagneuse à l'ouest (Ting and Wang, 2006). Les auteurs ont testé le rôle de la topographie sur ce jet en comparant une simulation avec topographie à une autre où elle a été retirée. La différence des deux simulations indique l'effet de la prise en compte du relief montagneux sur les précipitations. Elle est positive sur les Grandes Plaines et négative sur la côte du golfe du Mexique. Ce résultat va dans le sens de notre sous-estimation des pluies sur le bassin du Mississippi dans l'hypothèse où la topographie dans notre modèle est sous-estimée. Enfin, la quantité d'eau simulée lors de son advection au niveau du golfe du Mexique sur la majeure partie du bassin

peut être une source d'incertitude. Néanmoins, nous pouvons continuer à étudier l'impact de l'irrigation sur les pluies puisque nous faisons une différence de deux états climatiques simulés par le modèle, chacun affecté d'une sous-estimation en pluies. En considérant raisonnablement que le modèle est stable, on suppose que le changement d'un seul paramètre qu'est l'irrigation n'engendre pas de grandes divergences lors de la simulation des pluies.

Globalement sur le bassin du Mississippi, la décroissance des pluies simulées par le modèle en l'absence d'irrigation induit une baisse significative de l'évaporation des surfaces simulée sur les 30 ans de presque 2,0mm chaque année en moyenne (tableau 7.5). La baisse des pluies et des évapotranspirations conduisent à une tendance à la baisse de la réserve en eau du sol mais significative uniquement à 10% d'erreur d'après le tableau 7.6.

Lorsque l'on simule l'irrigation sur le bassin, on diminue la moyenne sur 30 ans des pluies de 1,5% par rapport à la simulation sans irrigation (tableau 7.4). En revanche, la moyenne de l'évaporation ne change pas (tableau 7.5). Néanmoins, l'humidité moyenne des sols semble être sensible à l'apport supplémentaire en eau par l'irrigation et a augmenté de presque 3% (tableau 7.6). Avec irrigation, les écart-types moyens pour les trois composantes ont diminué par rapport à la simulation sans irrigation : -28% pour les pluies, -27% pour l'évaporation et 3,3% pour l'humidité des sols. L'irrigation atténue globalement la variabilité du cycle de l'eau terrestre au cours du temps sur le bassin du Mississippi.

On remarque que, lors de l'ajout de l'irrigation, les tendances en précipitations et évaporation s'inversent et deviennent positives mais de façon peu significative. En revanche, la tendance de l'humidité des sols devient significativement positive sur le bassin. Ces résultats indiquent la sensibilité de la réserve du sol à une augmentation des pluies bien que celle-ci ne soit pas significative sur les 30 ans. L'augmentation de l'évaporation des surfaces quand celle-ci sont irriguées a suffi à favoriser la retombée en pluies sur le bassin et augmenter l'humidité des sols. L'irrigation n'a pas augmenté significativement sur la période (tableau 7.7).

Les différences en précipitations entre AIr et SIr révèlent une tendance positive significative sur les 30 ans sur l'ensemble du bassin du Mississippi (figure 7.30) avec un apport non négligeable de presque 5,0mm tous les ans en moyenne (tableau 7.4). Les tendances des différences en évaporation et humidité des sols sont aussi significativement positives.

Il semble que l'effet majeur de l'ajout de l'eau d'irrigation sur les composantes du cycle de l'eau terrestre sur le bassin du Mississippi est de favoriser le recyclage de l'eau évaporée en retombée de pluies et l'humidification des sols. De plus, l'irrigation tamponne les variations inter-annuelles du cycle de l'eau dans cette région. Nous portons ensuite la même étude sur les deux régions du bassin. Étant donnée leur disparité climatique, il est intéressant de se poser la question si l'effet de l'irrigation reste le même qu'évoqué ci-dessus.

	Moyenne	Ecart type	Tendance	Valeur p
CRU	786	66,0	-0,16	0,70
SIr	522	77,0	-3,20	0,06
AIr	514	60,0	+1,62	0,15
AIr-SIr	-8,00	104	+4,82	0,03

TAB. 7.4 – STATISTIQUES DES ÉVOLUTIONS SUR 30 ANS DE SIMULATION DES CUMULS ANNUELS EN PRÉCIPITATIONS ($mm.an^{-1}$) SUR LE BASSIN DU MISSISSIPPI. Une valeur p en bleu indique que la tendance est significative.

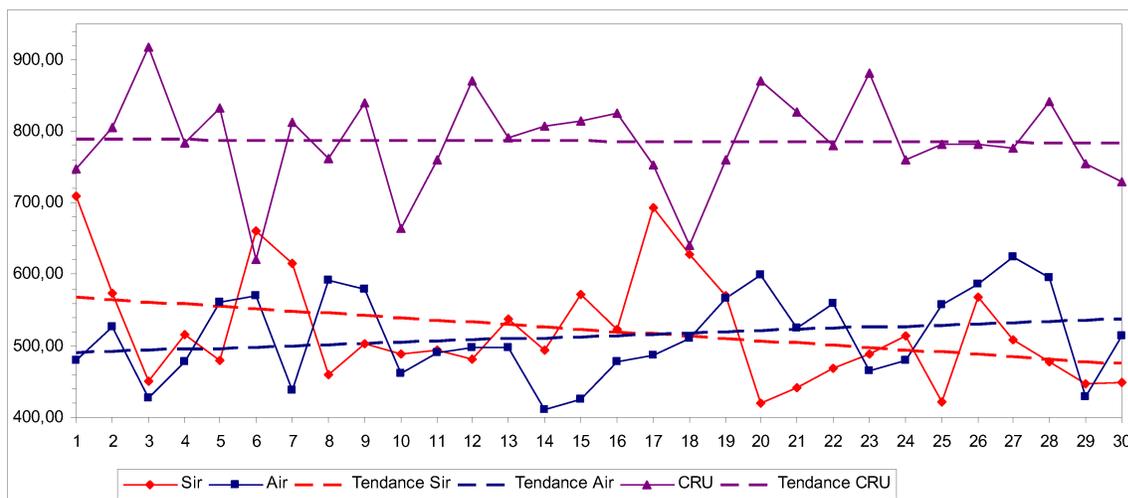


FIG. 7.29 – TENDANCES SUR LES 30 ANS DE SIMULATION DES CUMULS ANNUELS EN PRÉCIPITATIONS ($mm.an^{-1}$) pour les simulations AIR, SIr et la climatologie CRU sur le bassin du Mississippi.

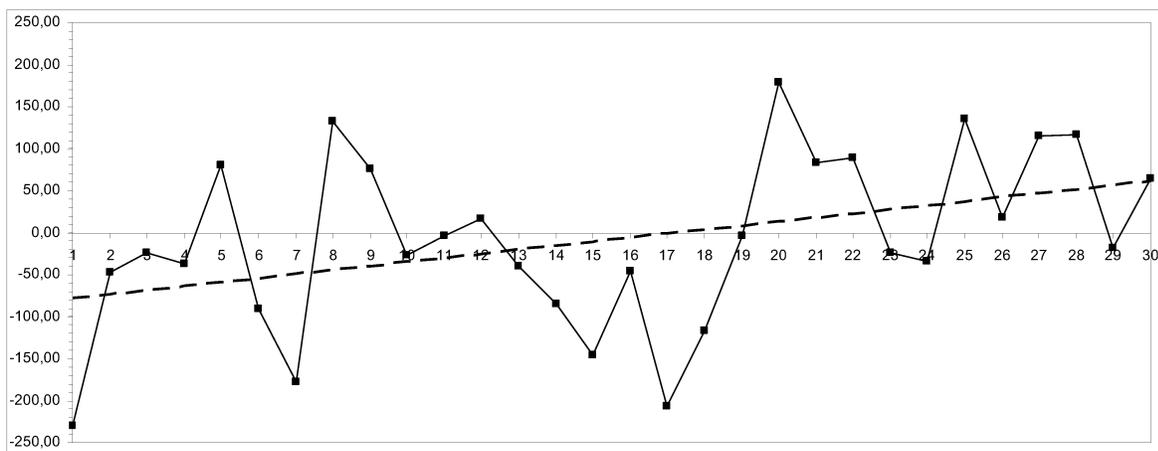


FIG. 7.30 – TENDANCE SUR LES 30 ANS DE SIMULATION DE LA DIFFÉRENCE DES CUMULS ANNUELS EN PRÉCIPITATIONS ($mm.an^{-1}$) ENTRE LES SIMULATIONS AIR ET SIR, SUR LE BASSIN DU MISSISSIPPI.

	Moyenne	Ecart type	Tendance	Valeur p
SIr	458	40,5	-1,81	0,04
AIR	458	32,0	+0,73	0,16
AIR-SIr	0,00	52,3	+2,54	0,03

TAB. 7.5 – STATISTIQUES DES ÉVOLUTIONS SUR 30 ANS DE SIMULATION DES CUMULS ANNUELS EN ÉVAPORATION ($mm.an^{-1}$) SUR LE BASSIN DU MISSISSIPPI. Une valeur p en bleu indique que la tendance est significative.

	Moyenne	Ecart type	Tendance	Valeur p
SIr	210	15,6	-0,65	0,07
AIr	216	15,1	+0,84	8, 0.10 ⁻³
AIr-SIr	6,00	23,1	+1,49	4, 0.10 ⁻³

TAB. 7.6 – STATISTIQUES DES ÉVOLUTIONS SUR 30 ANS DE SIMULATION DE L'HUMIDITÉ DU SOL ANNUELLE MOYENNE (*mm*) SUR LE BASSIN DU MISSISSIPPI. Une valeur p en bleu indique que la tendance est significative.

	Moyenne	Ecart type	Tendance	Valeur p
AIr	9,08	1,62	+0,01	0,90

TAB. 7.7 – STATISTIQUES DES ÉVOLUTIONS SUR 30 ANS DE SIMULATION DES CUMULS ANNUELS EN IRRIGATION (*mm.an⁻¹*) POUR LA SIMULATION AIr, SUR LE BASSIN DU MISSISSIPPI. Une valeur p en bleu indique que la tendance est significative.

Sur les deux régions du bassin

En effectuant les moyennes sur chacune des deux régions du bassin du Mississippi, il est intéressant de remarquer que les tendances en précipitations et évaporations ne sont pas significatives sur la région Est du bassin que ce soit avec ou sans irrigation en moyenne sur l'année ou sur l'été (tableaux 7.8, 7.9, 7.10, 7.11 et 7.13 à droite). Seule la tendance des cumuls annuels en humidité des sols est significativement positive lorsqu'on irrigue sur ce bassin (tableau 7.12 droite).

En revanche la région Ouest du bassin présente des tendances significatives sur le bilan d'eau. La simulation de contrôle indique une tendance à une diminution significative des pluies (de 2,4 mm tous les ans en moyenne) et de l'évaporation (1,85 mm) sur 30 ans sur cette région de bassin (tableaux 7.8 et 7.10 à gauche). Ces diminutions impactent directement sur la réserve hydrique qui adopte une tendance négative significative sur la période (tableau 7.12 gauche).

La tendance négative simulée par le modèle en condition sans irrigation s'inverse lorsqu'on simule l'irrigation sur la région Ouest du bassin. Les pluies augmentent et présentent une tendance positive, à la limite de la significativité à 5% d'erreur, de 2,06 mm tous les ans en moyenne (tableau 7.8 gauche et figure 7.31) et notamment en été où la tendance significative est de +0,97 mm tous les ans (tableau 7.9 gauche et figure 7.32). Nous remarquons aussi que la variabilité des différences des pluies annuelles entre les deux simulations, sur la région Ouest du bassin, présente une similarité avec celles des différences des pluies estivales, sur les 30 années de simulation. Ce résultat suggère que les pluies en été sont très dominantes sur cette région. De plus, le fait que l'évaporation induite par irrigation présente une tendance très significative de l'ordre de +1,16 mm tous les ans sur cette région (tableau 7.10 gauche et figure 7.33) montre qu'un recyclage local s'est installé. L'ouest du bassin du Mississippi est la région la plus sèche et un apport d'eau par irrigation sur ses surfaces provoque en été une ré-évaporation importante favorisant la retombée en pluies et l'humidification des sols (tableau 7.12 gauche).

Les différences en précipitations et en évaporation sur la région Ouest entre AIr et SIr (tableaux 7.8 et 7.10 à gauche) révèlent une tendance positive hautement significative sur les 30 ans. Ainsi le fait d'irriguer permet non seulement la compensation du biais de sous-estimation en pluies simulé par notre modèle mais aussi d'accroître les pluies grâce au recyclage local

qui s'est installé dans cette région. La période estivale, durant laquelle l'irrigation est la plus importante, présente sur le bassin Ouest une tendance significative positive en pluies (figure 7.32 et tableau 7.9 gauche) et en évaporation (tableau 7.11 gauche).

	Moyenne	Ecart type	Tendance	Valeur p		Moyenne	Ecart type	Tendance	Valeur p
CRU	460	45,0	+0,91	0,54		1100	105	-1,90	0,27
Sir	330	54,0	-2,44	0,01		742	117	-3,69	0,34
Air	340	47,0	+2,06	0,06		716	94,0	+1,13	0,52
Air-Sir	10,0	77,0	+ 4,50	1,0.10 ⁻³		-26,0	154	+4,82	0,19

TAB. 7.8 – STATISTIQUES DES ÉVOLUTIONS SUR 30 ANS DE SIMULATION DES CUMULS ANNUELS EN PRÉCIPITATIONS ($mm.an^{-1}$) SUR LA RÉGION OUEST (GAUCHE) ET EST (DROITE) DU BASSIN DU MISSISSIPPI. Une valeur p en bleu indique que la tendance est significative.

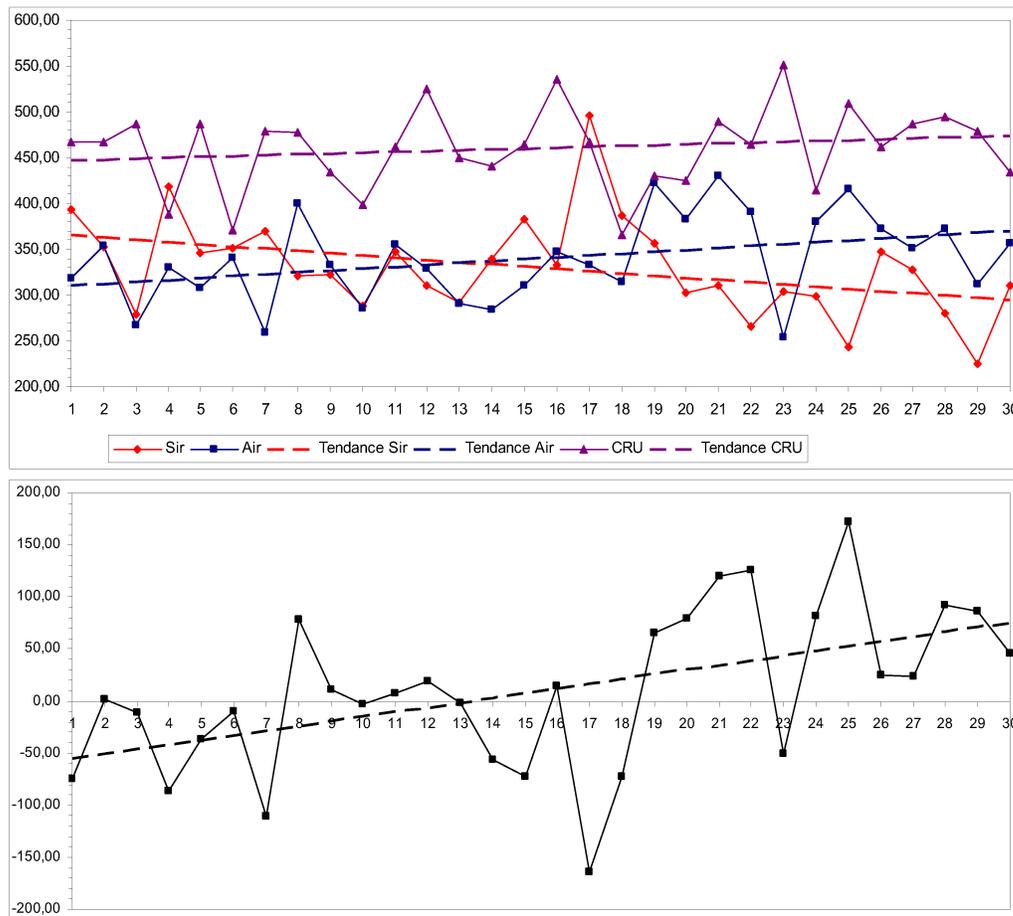


FIG. 7.31 – TENDANCES SUR LES 30 ANS DE SIMULATION DES CUMULS ANNUELS EN PRÉCIPITATIONS ($mm.an^{-1}$) POUR LES SIMULATIONS AIR ET SIR (HAUT) ET DES DIFFÉRENCES ENTRE LES DEUX SIMULATIONS (BAS), SUR LA RÉGION OUEST DU BASSIN DU MISSISSIPPI.

7.5. BASSIN DU MISSISSIPPI : IMPACT DE L'IRRIGATION ET TENDANCES

	Moyenne	Ecart type	Tendance	Valeur p		Moyenne	Ecart type	Tendance	Valeur p
CRU	175	30,0	+1,22	0,05		305	36,0	+0,03	0,88
Sir	70,0	24,0	-0,71	0,18		250	54,0	+0,56	0,36
Air	78,0	30,0	+0,97	0,05		225	38,0	+0,80	0,45
Air-Sir	8,00	38,0	+1,68	0,02		-25,0	60,5	+0,24	0,75

TAB. 7.9 – STATISTIQUES DES ÉVOLUTIONS SUR 30 ANS DE SIMULATION DES CUMULS ESTIVAUX (JJA) EN PRÉCIPITATIONS ($mm.an^{-1}$) SUR LA RÉGION OUEST (GAUCHE) ET EST (DROITE) DU BASSIN DU MISSISSIPPI. Une valeur p en bleu indique que la tendance est significative.

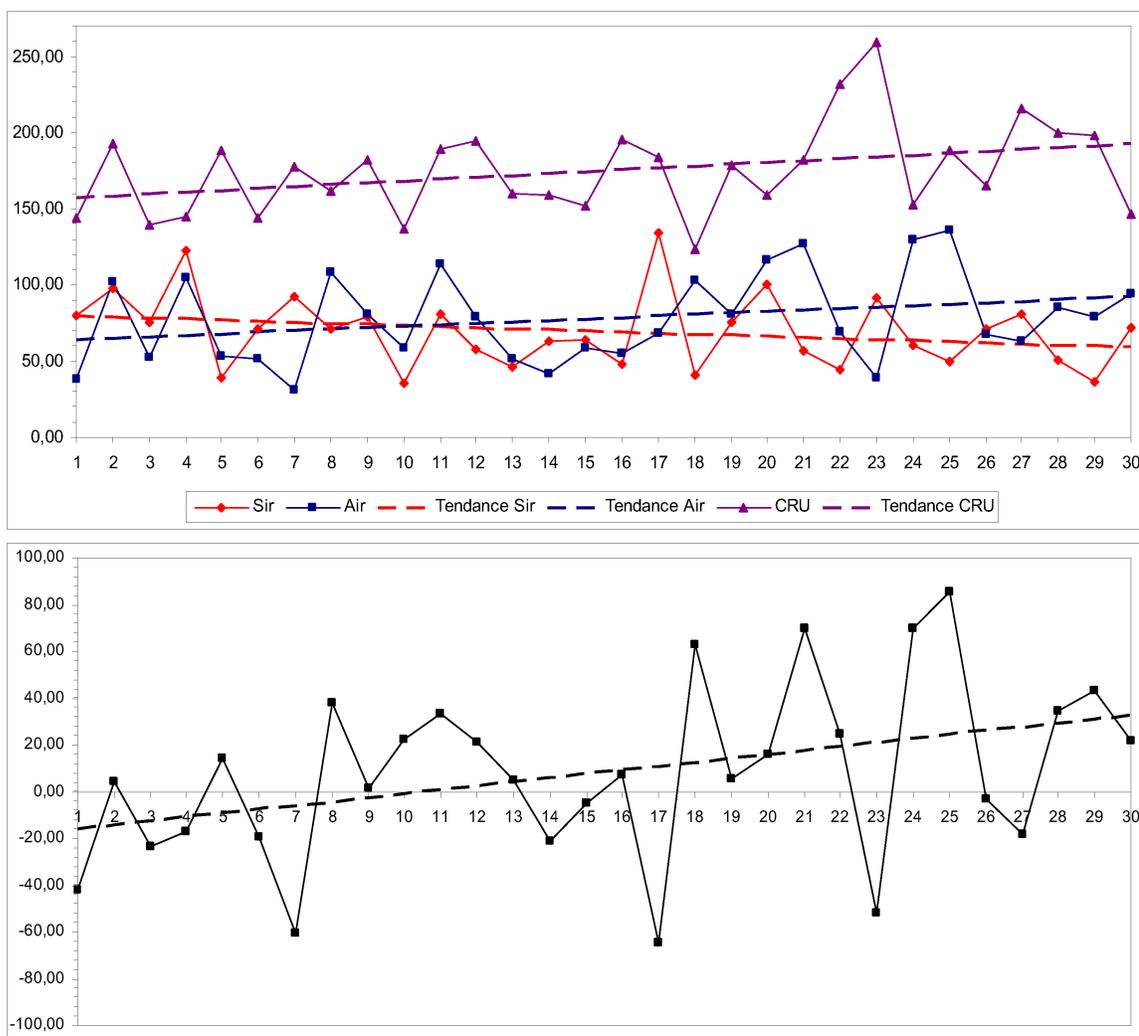


FIG. 7.32 – TENDANCES SUR LES 30 ANS DE SIMULATION DES CUMULS ESTIVAUX (JJA) EN PRÉCIPITATIONS ($mm.an^{-1}$) POUR LES SIMULATIONS AIR ET SIR (HAUT) ET DES DIFFÉRENCES ENTRE LES DEUX SIMULATIONS (BAS), SUR LA RÉGION OUEST DU BASSIN DU MISSISSIPPI.

	Moyenne	Ecart type	Tendance	Valeur p		Moyenne	Ecart type	Tendance	Valeur p
Sir	293	32,0	-1,85	1,0.10 ⁻³		641	54,0	-1,39	0,50
Air	306	24,5	+1,16	0,01		628	44,0	+0,15	0,83
Air-Sir	12,0	41,8	+3,00	4,0.10 ⁻⁴		-13,0	67,0	+1,54	0,32

TAB. 7.10 – STATISTIQUES DES ÉVOLUTIONS SUR 30 ANS DE SIMULATION DES CUMULS ANNUELS EN ÉVAPORATION ($mm.an^{-1}$) SUR LA RÉGION OUEST (GAUCHE) ET EST (DROITE) DU BASSIN DU MISSISSIPPI. Une valeur p en bleu indique que la tendance est significative.

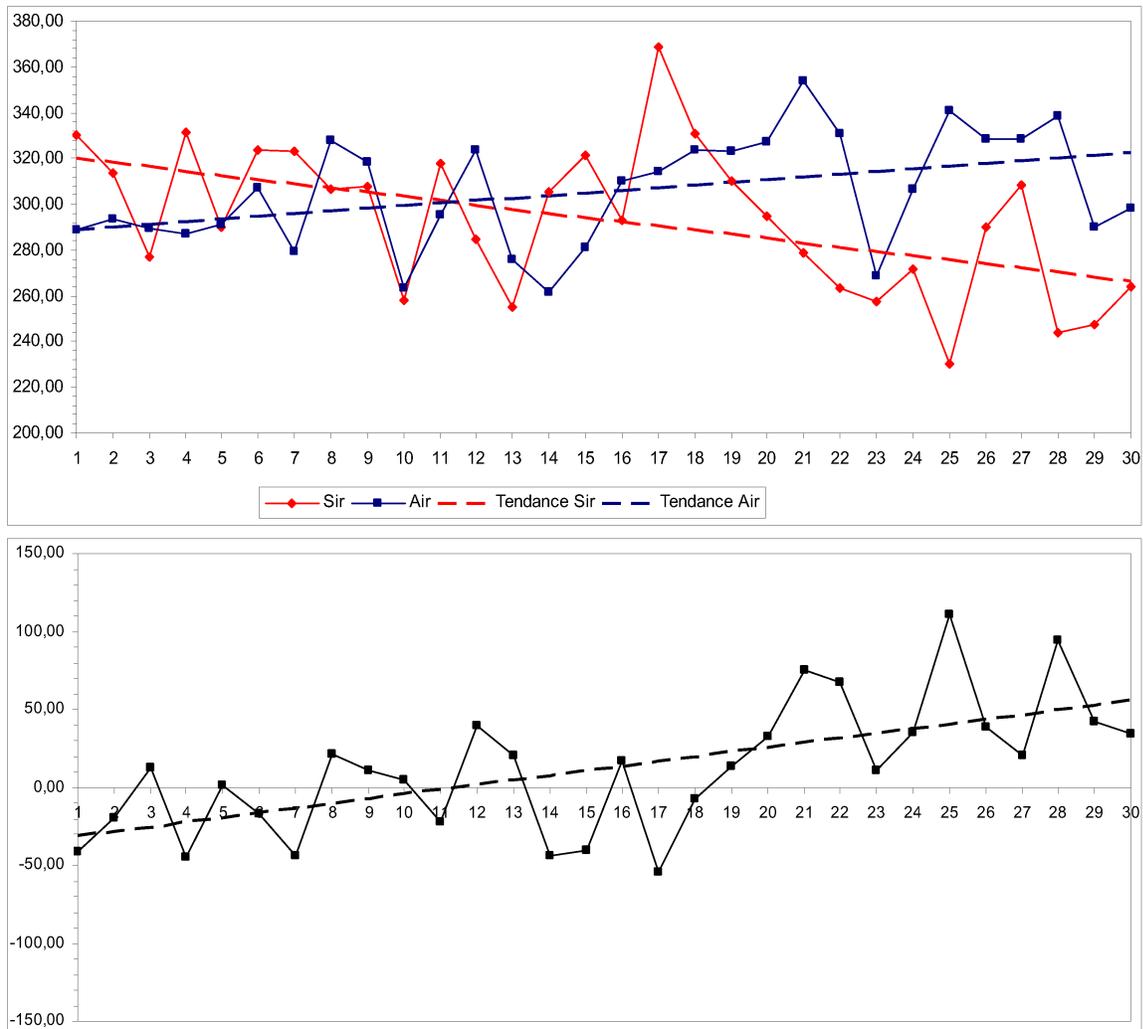


FIG. 7.33 – TENDANCES SUR LES 30 ANS DE SIMULATION DES CUMULS ANNUELS EN ÉVAPORATION ($mm.an^{-1}$) POUR LES SIMULATIONS AIR ET SIR (HAUT) ET DES DIFFÉRENCES ENTRE LES DEUX SIMULATIONS (BAS), SUR LA RÉGION OUEST DU BASSIN DU MISSISSIPPI.

7.5. BASSIN DU MISSISSIPPI : IMPACT DE L'IRRIGATION ET TENDANCES

	Moyenne	Ecart type	Tendance	Valeur p		Moyenne	Ecart type	Tendance	Valeur p
Sir	115	17,0	-0,74	0,02		288	29,0	-0,23	0,52
Air	119	14,5	+0,05	0,72		273	22,0	-0,70	0,29
Air-Sir	4,00	20,9	+0,79	0,05		-15,0	33,0	-0,47	0,28

TAB. 7.11 – STATISTIQUES DES ÉVOLUTIONS SUR 30 ANS DE SIMULATION DES CUMULS ESTIVAUX (JJA) EN ÉVAPORATION ($mm.an^{-1}$) SUR LA RÉGION OUEST (GAUCHE) ET EST (DROITE) DU BASSIN DU MISSISSIPPI. Une valeur p en bleu indique que la tendance est significative.

	Moyenne	Ecart type	Tendance	Valeur p		Moyenne	Ecart type	Tendance	Valeur p
Sir	233	11,0	-0,63	0,01		196	22,0	-0,55	0,38
Air	241	10,0	+0,74	$4,4 \cdot 10^{-4}$		200	20,0	+0,83	0,03
Air-Sir	8,00	17,4	+1,37	$2,0 \cdot 10^{-4}$		4,00	30,0	+1,37	0,04

TAB. 7.12 – STATISTIQUES DES ÉVOLUTIONS SUR 30 ANS DE SIMULATION DE L'HUMIDITÉ DU SOL ANNUELLE MOYENNE (mm) SUR LA RÉGION OUEST (GAUCHE) ET EST (DROITE) DU BASSIN DU MISSISSIPPI. Une valeur p en bleu indique que la tendance est significative.

	Moyenne	Ecart type	Tendance	Valeur p		Moyenne	Ecart type	Tendance	Valeur p
Sir	228	10,0	-0,52	$6,0 \cdot 10^{-3}$		188	24,0	-0,22	0,71
Air	236	12,0	+0,65	0,01		191	23,0	+0,64	0,30
Air-Sir	8,00	16,0	+1,17	$6,1 \cdot 10^{-4}$		3,00	32,8	+0,86	0,24

TAB. 7.13 – STATISTIQUES DES ÉVOLUTIONS SUR 30 ANS DE SIMULATION DE L'HUMIDITÉ DU SOL ESTIVALE (JJA) MOYENNE (mm) SUR LA RÉGION OUEST (GAUCHE) ET EST (DROITE) DU BASSIN DU MISSISSIPPI. Une valeur p en bleu indique que la tendance est significative.

	Moyenne	Ecart type	Tendance	Valeur p		Moyenne	Ecart type	Tendance	Valeur p
Air	7,09	2,23	+0,05	0,37		10,21	1,35	-0,02	0,42

TAB. 7.14 – STATISTIQUES DES ÉVOLUTIONS SUR 30 ANS DE SIMULATION DES CUMULS ANNUELS EN IRRIGATION ($mm.an^{-1}$) SUR LA RÉGION OUEST (GAUCHE) ET EST (DROITE) DU BASSIN DU MISSISSIPPI. Une valeur p en bleu indique que la tendance est significative.

	Moyenne	Ecart type	Tendance	Valeur p		Moyenne	Ecart type	Tendance	Valeur p
Air	4,23	1,37	+0,02	0,54		5,04	0,96	-0,04	0,02

TAB. 7.15 – STATISTIQUES DES ÉVOLUTIONS SUR 30 ANS DE SIMULATION DES CUMULS ESTIVAUX (JJA) EN IRRIGATION ($mm.an^{-1}$) SUR LA RÉGION OUEST (GAUCHE) ET EST (DROITE) DU BASSIN DU MISSISSIPPI. Une valeur p en bleu indique que la tendance est significative.

7.5.4 Résumé

Globalement sur le bassin du Mississippi, les précipitations présentent un biais de sous-estimation significatif dans notre simulation de contrôle sur la période de 30 ans. Cependant, elles présentent une tendance inverse lors de l'irrigation mais de façon assez peu significative. Cette croissance en pluies lors de l'action anthropique est accompagnée par une croissance en évaporation, elle aussi peu significative. Cependant, les écarts entre les deux simulations pour ces deux variables présentent une tendance positive très significative indiquant que l'effet net de l'irrigation est de favoriser l'évaporation et les précipitations sur le bassin. Ces tendances positives sont majoritairement retrouvées dans les estimations issues de la littérature concernant les pluies mesurées et l'évaporation déduite du bilan hydrologique. Le tableau 7.16 réunit quelques travaux réalisés sur le bassin du Mississippi. Les ordres de grandeur des tendances sont aussi proches entre notre simulation d'irrigation et les autres résultats exceptés Qian et al. (2007) qui présentent des valeurs plus faibles. Milly and Dunne (2001) estiment que la hausse d'évaporation est contrôlée en premier lieu par la hausse des précipitations et en deuxième lieu par les actions anthropiques. La tendance du débit du Mississippi est aussi estimée à la hausse et serait de l'ordre de 0,65 à 1,00 mm/an.

Références	Type de résultats	Période	Précipitations	Évaporation	Humidité du sol	Débit
Air	Simulation climatologique	30 ans	+1,62	+0,73	+0,84	+1,00
Lettenmaier et al. (1994)	Observations	1948-1988	Tendance positive			Tendance positive
Milly and Dunne (2001)	Observations*	1949-1997	+1,78	+0,95		+0,85
Walter et al. (2004)	Observations*	1950-2000	+1,76	+1,10		+0,65
Qian et al. (2007)	Observations**	1948-2004	+0,86	+0,21	+0,18	+0,68

TAB. 7.16 – COMPARAISON DES TENDANCES MOYENNES ($mm.an^{-1}$), SUR UNE PÉRIODE DONNÉE, DES COMPOSANTES DU CYCLE DE L'EAU, SUR LE BASSIN DU MISSISSIPPI, ENTRE LA SIMULATION AIR ET DES RÉSULTATS ISSUS DE LA LITTÉRATURE. Une valeur en bleu indique que la valeur p du test statistique effectué par les auteurs est inférieur à 0,05. La significativité dans Milly and Dunne (2001) n'est pas évaluée.

(*) : sauf l'évaporation déduite du bilan d'eau

(**) : sauf évaporation et humidité du sol qui sont issues d'une simulation par CLM3 contraint par des observations

La région Est du bassin du Mississippi ne présente pas de tendance quand on irrigue dans notre simulation. En été, cette région étant majoritairement soumise à une advection massive d'humidité provenant du golfe du Mexique, l'eau n'est pas le facteur limitant à l'évaporation. Ainsi, l'irrigation a peu d'impact sur la ré-évaporation des surfaces et sur le retour en pluies. On remarque d'ailleurs que l'irrigation baisse significativement en été pendant les 30 ans de simulation (tableau 7.14). En revanche, la région Ouest étant très aride, l'eau devient un facteur limitant pour l'évapotranspiration. C'est pourquoi la croissance des cultures sur cette partie du bassin se révèle être sensible à un apport d'eau d'irrigation. Un recyclage local semble se créer avec une évaporation intensifiée par l'irrigation qui va produire en retour plus de précipitations. Par ce processus, la réserve hydrique du sol semble augmenter sur les 30 ans.

Ainsi, sur la région Ouest du bassin du Mississippi, où se situe la majorité de l'agriculture du bassin, l'impact de l'irrigation sur le retour en eau semble positif. Ce résultat est intéressant d'un point de vue économique compte tenu des enjeux qui existent dans les régions de grandes cultures de blé et où les quantités en eau sont primordiales pour celles-ci.

Ce contraste en résultat de tendance Est/Ouest est retrouvé dans les travaux de Lettenmaier et al. (1994) où sont notamment utilisées des observations de précipitations sur les Etats-Unis. Une majorité de tendances positives significatives en pluies sur la période 1948-1988 est retrouvée sur une très grande partie de la région Ouest du Mississippi et très peu de tendances sur celle à l'Est excepté au Nord vers les lacs. L'auteur indique plus généralement au niveau des Etats-Unis que la majorité des tendances positives significatives se situe à l'Ouest de la ligne virtuelle Lac Erié-Nord du Texas. Cette ligne de partage est peu éloigné de la notre exceptée au niveau de la région du bassin du Mississippi Supérieur qui est incluse dans notre région dite Est du bassin contrairement à celle de Lettenmaier et al. (1994).

Nos résultats sont plus ou moins significatifs selon la variable étudiée sur les 30 années simulées. Dans le but de conforter la confiance statistique, il serait raisonnable de poursuivre les deux simulations S_{Ir} et A_{Ir} sur vingt années de plus. On remarque d'ailleurs que la majorité des auteurs étudiant les tendances des variables du cycle de l'eau choisissent une période de 50ans. Enfin l'utilisation d'un test dérivé de celui de Mann-Kendall appelé "Test de Mann-Kendall saisonnier" pourrait être utilisé. En effet, dans de ce test, on limite l'effet dominant des grandes valeurs sur les petites dans le calcul de la significativité des tendances sur l'année. Il est particulièrement utile pour tester la tendance d'un débit qui présente généralement des valeurs beaucoup plus faibles lors de la période des basses eaux en comparaison à celle des hautes eaux.

7.6 Impact sur les débits des grands fleuves

Nous avons vu que suivant la région géographique, la saison et les conditions climatiques associées, l'effet de l'irrigation sur le cycle de l'eau peut être différent. Il existe d'autres régions irriguées sur le globe qui peuvent présenter un cycle de l'eau influencé par le surplus d'eau anthropique. Pour donner un aperçu de l'effet de l'irrigation sur le bilan d'eau, nous avons choisi de résumer nos résultats à travers le débit des fleuves puisqu'elle est la variable intégratrice du cycle de l'eau. La figure 7.34 illustre les saisonnalités des débits des grands fleuves de bassins irrigués obtenues lors des deux simulations ; elles sont comparées aussi aux observations. Les mois durant lesquels les différences en débits représentés par les deux simulations sont significatives sont indiqués dans le tableau 7.17.

D'une manière générale, sur les neuf fleuves étudiés, tous présentent une différence significative à une période de l'année. La majorité de ces différences est une diminution du débit. Le type d'étude que nous avons mené sur l'Inde ou le Mississippi est nécessaire pour comprendre le mécanisme par lequel l'irrigation agit sur les débits. On remarque que dans les régions tempérées, les débits des fleuves comme le Danube ou le Tigre sont fortement affectés par l'irrigation lors de la période des basses eaux, période durant laquelle la demande en irrigation est forte. Avec la simulation prenant en compte l'irrigation, nous asséchons le Tigre-Euphrate lors des basses eaux (le débit diminue de plus de 90% par rapport au débit de contrôle en Septembre). Un contraste intéressant est présenté entre deux bassins chinois voisins que sont les Huang He et le Yang Tzé. Le premier présente un déficit de débit significatif de plus de 40% lors de la fin du printemps. En revanche, le deuxième subit seulement une hausse significative de débit en Août de plus de 10%. On note que l'augmentation du débit du Huang He constatée en Septembre, en situation d'irrigation, n'est pas significative. Dans la perspective d'une continuité à ce travail, une étude approfondie sur la Chine serait intéressante puisqu'il semble que l'impact de l'irrigation sur les pluies semble être d'amplitude différente sur ces deux bassins irrigués très proches géographiquement.

Enfin, il pourrait être pertinent d'évaluer les causes des divergences observées entre la saisonnalité des débits simulés et observés, comme c'est le cas sur l'Indus, le Yang Tzé, le Columbia, le Tigres-Euphrate ou encore le Danube. En effet, les erreurs sur les pluies simulées par le GCM peuvent être responsables de cette divergence de saisonnalité en débits. Toutefois, comme nous l'avons vu dans le chapitre 5 pour les sous-bassins du Mississippi, les temps caractéristiques de vidange des réservoirs d'eau dans le module de routage, identiques sur tous les bassins du monde, représentent une incertitude majeure sur la représentation de la saisonnalité des débits des fleuves.

7.6. IMPACT SUR LES DÉBITS DES GRANDS FLEUVES

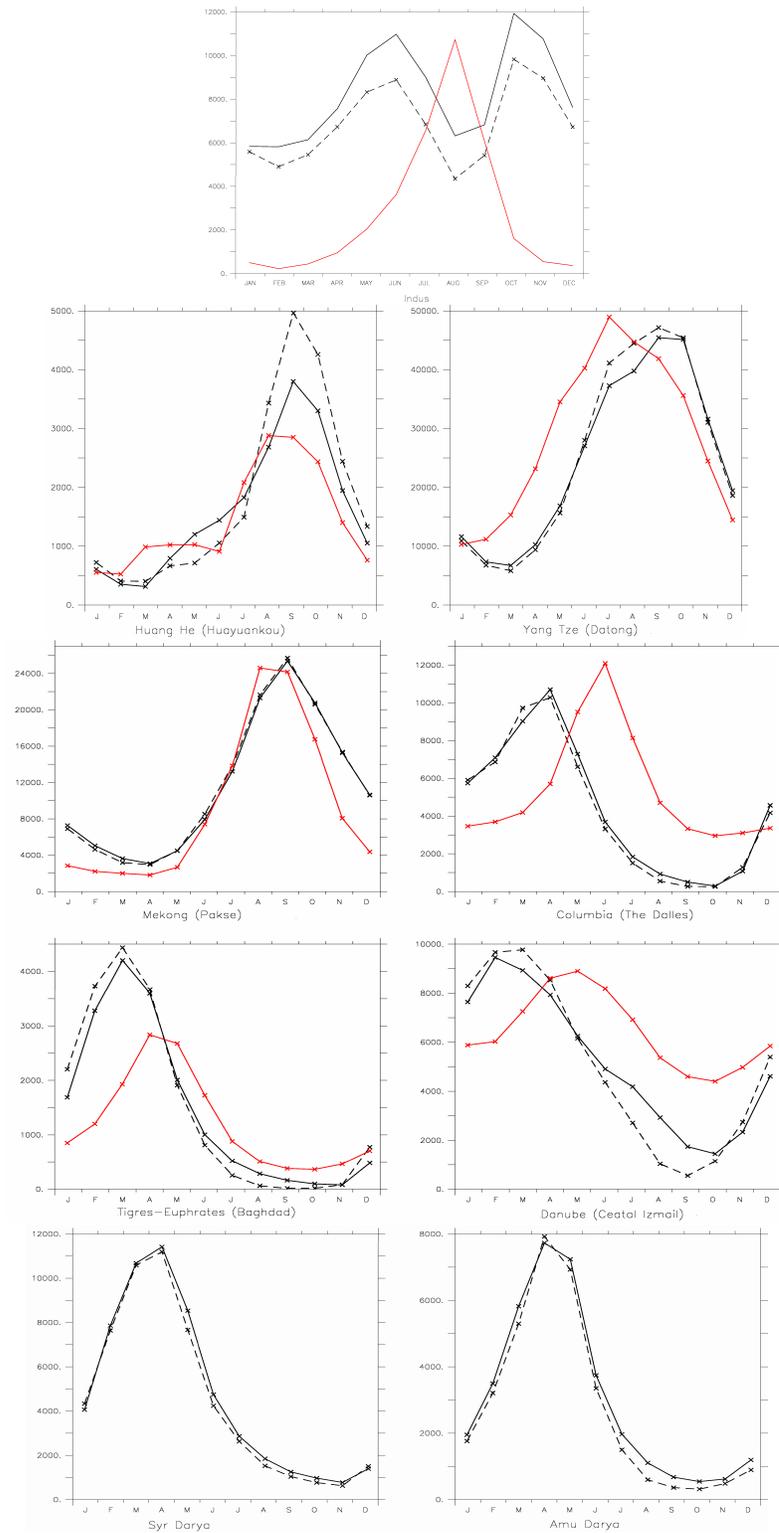


FIG. 7.34 – EVOLUTION DES DÉBITS DES FLEUVES ($m^3 \cdot s^{-1}$) SELON LES SIMULATIONS SIR (NOIR TRAIT PLEIN) ET AIR (NOIR TRAIT POINTILLÉ) DE QUELQUES BASSINS TRÈS IRRIGUÉS. MOYENNES ANNUELLES SUR 30 ANS. La courbe rouge représente les observations.

	Moyenne annuelle		Différence annuelle (écart relatif, %)	Période (mois) de différence significative et écart relatif (%)											
	Sir	Air		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Indus	8233	6832	-1401 (-17,0)						-19,1	-24,1	-31,2				
Huang He	1609	1824	+215 (+13,4)					-40,7		-18,3					
Yang Tzé	24869	25361	+492 (+2,0)								+11,8				
Mekong	11497	11532	+35 (+0,3)		-8,1	-12,6		+0,15							
Columbia	4393	4227	-166 (-3,8)							-18,1	-40,5	-46,1			
Tigre-Euphrate	1450	1497	+47 (+3,2)						-19,2	-51,1	-78,4	-90,9	-82,7		
Danube	5197	5030	-167 (-3,2)							-35,2	-64,7	-68,3			
Syr Darya	4700	4479	-221 (-4,7)								-17,5	-16,9	-21,0	-19,0	
Amu Darya	3008	2719	-288,7 (-9,6)							-23,8	-45,9	-46,7	-42,0		

TAB. 7.17 – MOYENNES ANNUELLES SUR 30 ANS DES DÉBITS DES FLEUVES ($m^3.s^{-1}$) DE QUELQUES BASSINS TRÈS IRRIGUÉS, POUR LES SIMULATIONS SIR ET AIR. DIFFÉRENCE ANNUELLE ($m^3.s^{-1}$) ET ÉCART RELATIF ANNUEL (%). ÉCART RELATIF MENSUEL (%) LORS DES PÉRIODES DE SIGNIFICATIVITÉ. Écarts négatifs en rouge et positifs en bleu.

7.7 Synthèse du chapitre

La simulation de SECHIBA calculant la demande en irrigation en fonction du climat mais aussi de l'évolution de la couverture végétale des continents a permis de donner quelques éléments de réflexion sur les effets à long terme que peut avoir cet effet anthropique sur les bilans hydrologiques continentaux. Cet aménagement du cycle de l'eau par l'humain semblerait avoir un effet significatif au niveau des grandes zones irriguées comme le bassin du Mississippi ou la région de l'Inde. Cependant, cet effet est différent selon les conditions hydro-climatiques rencontrées. En effet, au sein d'un même bassin versant que celui du Mississippi, l'ajout d'une petite quantité d'eau par irrigation semble favoriser significativement le recyclage de l'eau évaporée en précipitations sur les surfaces sur la région ouest mais n'a pas d'impact à l'est qui reçoit déjà beaucoup d'humidité à partir du golfe du Mexique. Mais l'irrigation ne favorise pas toujours le cycle de l'eau quand on s'intéresse à un système complexe tel que la mousson indienne mettant en jeu un gradient de température terre-mer déclenchant les pluies. L'irrigation a plus tendance à réduire les pluies sur l'Inde en moyenne sur les trente années. Il est logique que si l'irrigation affecte les pluies, positivement ou négativement selon les régions, l'apport d'eau aux fleuves est modifié et se traduit par une variation de débit des grands fleuves mondiaux. De plus, les prélèvements d'eau dans le fleuve par irrigation sont une cause majeure de la diminution de son débit. La figure 7.35 montre les tendances sur 30 ans des variations d'anomalies des différences de débits mensuels, pour les grands fleuves mondiaux irrigués, entre la simulation avec irrigation et sans irrigation. La significativité de ces tendances est indiquée en bleu dans le tableau 7.18. Le Mississippi, le Tigre-Euphrate, le Huang He, le Syr Darya et l'Amu Darya présentent tous des augmentations d'anomalies de débits sur les 30 ans. Par conséquent, ce résultat semble conforter l'hypothèse que, petit à petit, l'irrigation tend à favoriser le retour en pluies de l'eau évaporée des surfaces continentales et plutôt dans les régions tempérées. Pour les autres fleuves, les tendances ne sont pas significatives.

Fleuve	Valeur p
Gange-Brahmapoutre	0,19
Indus	0,07
Mississippi	6, 50.10 ⁻⁸
Huang He	0,03
Yang Tzé	0,19
Mekong	1,00
Columbia	0,12
Tigre-Euphrate	≤ 2, 22.10 ⁻¹⁶
Danube	0,51
Syr Darya	1, 00.10 ⁻³
Amu Darya	2, 35.10 ⁻⁴

TAB. 7.18 – VALEUR P DU TEST DE SIGNIFICATIVITÉ DES TENDANCES OBTENUES À LA FIGURE 7.35. Les valeurs bleu indiquent que les tendances sont significatives au risque de 5%.

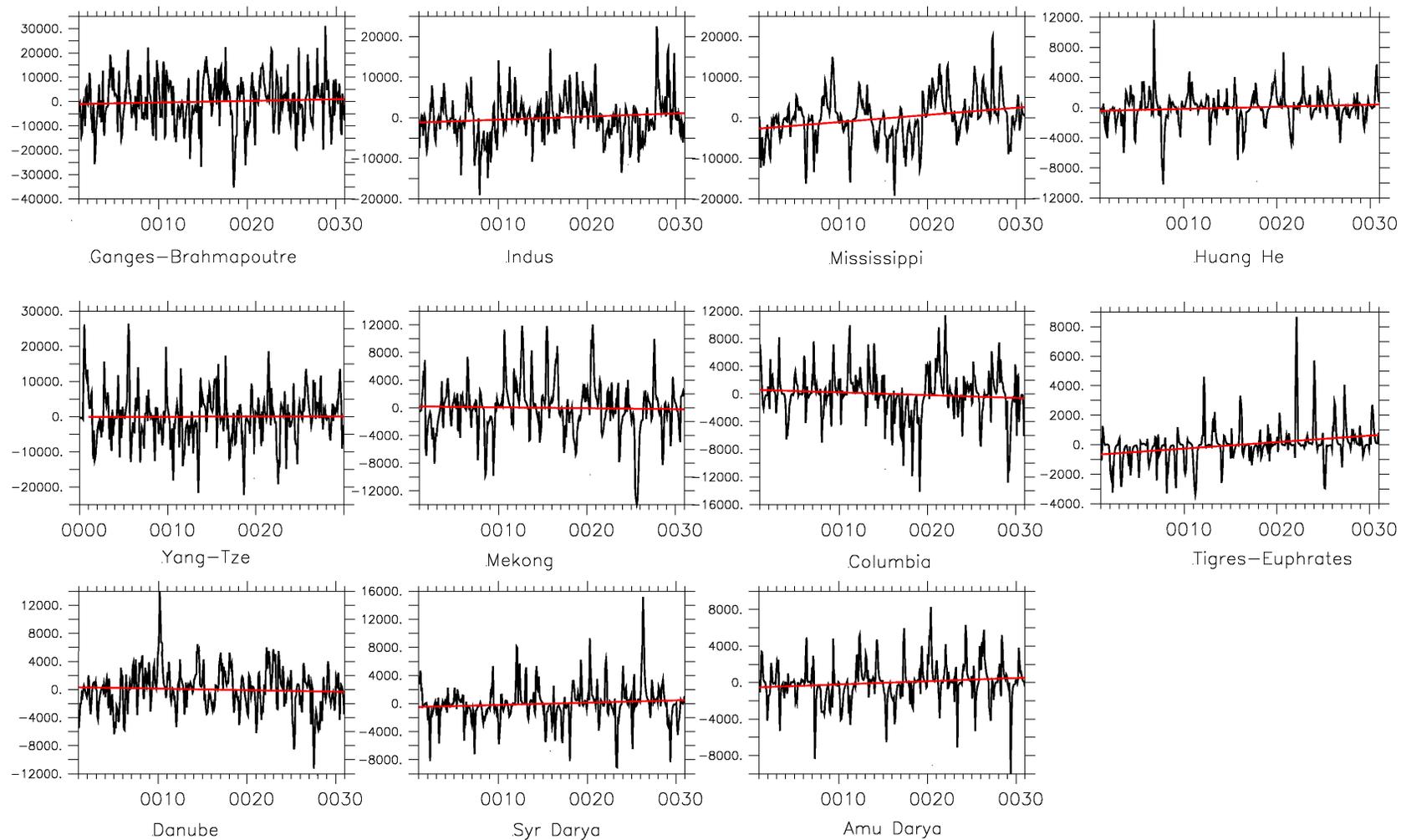


FIG. 7.35 – ANOMALIES DES DIFFÉRENCES DE DÉBITS MENSUELS ($m^3 \cdot s^{-1}$) ENTRE LES SIMULATIONS AIR ET SIR POUR LES FLEUVES DES GRANDS BASSINS IRRIGUÉS. La tendance est indiquée en rouge.

Chapitre 8

Conclusion & perspectives

Le but de ce travail a été de conduire une démarche progressive sur la compréhension des processus physiques modélisés par SECHIBA intervenant dans la représentation de l'irrigation des surfaces continentales. Il fut nécessaire de s'assurer de la bonne représentativité des processus clés assurant la modélisation de l'irrigation dans ce modèle de surface : l'irrigation est modélisée comme un prélèvement d'eau dans les fleuves pour ensuite être ajoutée à l'humidité des sols. Des études régionales avec le modèle forcé à haute résolution ont permis de mettre en exergue la capacité de SECHIBA à reproduire la saisonnalité du stockage d'eau dans les sols ainsi que celle des débits des fleuves.

Concernant le premier point, l'étude de sensibilité des paramètres de végétations sur la réserve hydrique des sols a révélé l'action majeure de l'extraction de l'eau par les plantes simulée dans le modèle par rapport aux autres paramètres qui ont peu d'impact comme le LAI, la hauteur du couvert... Nous avons pu mettre aussi en évidence les incertitudes des pluies sur la variation du stock d'eau dans le sol. Le deuxième point qui concerne les débits des fleuves a été de décrire en détail le module de routage de l'eau via les fleuves vers l'océan par lequel nous simulons le débit des fleuves. Une limite concernant leur simulation a été mise en évidence lorsque le modèle est forcé à haute résolution. L'intégration des processus rapides à haute résolution spatiale implique nécessairement une adaptation du pas de temps de routage. Il faudra prendre en compte cet effet quand on voudra travailler à haute résolution. Par exemple en mode zoomé avec LMDZ, on peut étudier le climat en global à une résolution standard sauf sur une région du globe donnée où la résolution est très fine. Si la représentation à fine résolution des débits des fleuves se généralise de plus en plus, la prise en compte des systèmes anthropiques dans la représentation des bilans d'eau nécessite encore beaucoup d'effort de modélisation. Dans notre modèle, nous avons évoqué l'absence de la représentation des barrages sur les fleuves qui est une grande source d'incertitude sur les grands bassins versants très anthropisés comme le Missouri, les fleuves chinois, etc... De plus, nous sommes pour l'instant loin de la réalité quant à la représentation des nappes souterraines. De façon plus générale, la principale source d'incertitude dans les simulations, surtout en mode couplé, est la modélisation des précipitations sur les continents aussi bien en terme de fréquence que d'intensité. Nous avons pu mettre en évidence des divergences en quantités de pluies, de l'ordre de 30% de déficit sur le bassin du Mississippi et la sous-estimation résultante du débit du fleuve à son embouchure. Elle impacte de façon évidente l'irrigation puisque sa demande n'est autre que la différence entre les pluies reçues et l'évapotranspiration maximale des plantes. La représentation de l'irrigation est à présent fonction de la variation du couvert végétale et donne des résultats plus satisfaisants en terme de saisonnalité. Cependant, ceux-ci dépendent

fortement du LAI que l'on utilise pour faire varier le couvert végétal. Ici, l'utilisation de la carte de LAI ne semble pas satisfaisante, surtout sur le bassin du Mississippi. La simulation du couvert végétal par STOMATE et LPJ pourrait s'avérer fort intéressante puisqu'elle prendrait en compte les effets plus réalistes d'une éventuelle sécheresse sur le développement du couvert végétal d'année en année. La modélisation de l'irrigation est restreinte à des prélèvements locaux sur le pixel dans le fleuve et ne prend pas en compte les dérivations qui sont nombreuses dans la réalité vers une région un peu éloignée des fleuves.

Dans ce travail, nous avons mis en évidence quelques grands processus par lesquels l'irrigation agit sur le cycle de l'eau. Toutefois, de manière plus générale, nous ne savons pas le devenir de l'eau d'irrigation : quelle est sa part utilisée par les plantes ? par l'évaporation des sols ? Quelle est la quantité qui part en écoulement ? Un outil très intéressant est les isotopes et se développe beaucoup ces dernières années, notamment au LMD par le travail de thèse de Risi (2009). En effet, la composition isotopique d'une molécule d'eau collectée à un endroit donné va dépendre de toute l'histoire des changements de phase subie par la masse d'air depuis son lieu d'évaporation jusqu'à son lieu de collection (Risi, 2009). Un travail d'implémentation des isotopes de l'eau a été réalisé aussi bien dans le GCM LMDZ que dans le LSM SECHIBA. On peut directement comparer les résultats en isotopes d'après le modèle aux mesures de terrain afin de donner une estimation quantitative de la variable concernée. Par exemple, la base de données GNIP (Global Network for Isotopes in Precipitation, Rozanski et al. (1993)) collecte des mesures de compositions isotopiques et de précipitations. Il existe aussi la base de données équivalente pour les rivières, GNIR (Global Network for Isotopes in Rivers, Vitvar et al. (2007)). L'implémentation du water tagging par Risi dans SECHIBA actuellement en cours est aussi source de perspective très intéressante pour la communauté des LSMs. En effet, il consiste à tracer le déplacement dans le modèle de la molécule d'eau depuis son origine et durant ses changements de phase. Le water tagging serait capital pour comprendre d'où provient l'eau d'irrigation que l'on prélève dans l'un des trois réservoirs du module de routage. Plus généralement, cette technique permet de suivre la molécule d'eau depuis son prélèvement dans le fleuve, puis lors de son évaporation et sa retombée sous forme de pluies.

Finalement ce travail a porté sur la principale source de prélèvements anthropiques en eau dans le monde et nous avons pu mettre en évidence l'impact différent que peut avoir l'irrigation sur le cycle de l'eau selon les régions du monde. L'irrigation n'induit pas toujours un renforcement du recyclage en eau sur les surfaces continentales comme nous l'avons vu sur l'Inde. En revanche, il semble que sur des régions assez arides comme la région Ouest du bassin versant du Mississippi, un ajout d'eau supplémentaire aux cultures en plus des pluies favorise le recyclage de l'eau évaporée en retombée en pluies. Il serait intéressant d'approfondir sur ce bassin la connaissance de la circulation générale de l'atmosphère dont dépend fortement l'effet de l'irrigation des surfaces continentales sur le cycle de l'eau.

Annexes

Annexe A - Modèle hydrologique de de Rosnay

Une discrétisation verticale Fokker-Planck est réalisée sur 11 noeuds, fonction de la profondeur (équation 8.1). A chaque noeud i est associée une couche d'épaisseur E_i (équation 8.2) et de contenu en eau W_i . La résolution sur la profondeur totale de sol de 2 mètres est ainsi plus fine à la surface (de l'ordre du millimètre) et grossière au fond (demi mètre). Pour calculer les mouvements verticaux de l'eau dans le sol, le modèle résout l'équation de diffusion de Darcy étendue aux cas non saturés (équation 8.3) ainsi que l'équation de continuité (équation 8.4). A chaque noeud, sont calculées la conductivité hydraulique K qui est une fonction linéaire par morceaux de la teneur en eau volumique θ (équation 8.5) et la diffusivité D , fonction constante par morceaux de θ à chaque intervalle.

On impose deux conditions limites :

- la première est l'absence de gradient de teneur en eau entre la couche du fond et la couche inférieure non modélisée. On considère ainsi un drainage libre au fond de la colonne de sol. Cette hypothèse reste vraie tant que les nappes phréatiques sont profondes. Toutefois, un coefficient F_c permet de prendre en compte le degré de perméabilité du fond du sol (équation 8.6) : il est égal à 1 pour un drainage libre, et à 0 pour un drainage nul.
- la deuxième condition limite est un flux q_0 imposé au sommet de la colonne de sol (équations 8.7 et 8.8).

Le système est résolu une première fois en partant du profil d'humidité initial et avec les deux conditions limites. Le système est résolu à nouveau sur l'ensemble du profil si la teneur en eau d'une des couches est inférieure à l'humidité résiduelle θ_r ou supérieure à la saturation θ_{sat} . Dans ce cas, on repart aussi du profil initial d'humidité mais en mettant $\theta = \theta_r$ ou $\theta = \theta_{sat}$ selon le cas. On effectue le bilan de masse à partir du bas de la colonne ; le fait de connaître le flux au fond de la colonne de sol ainsi que la variation de la teneur en eau nous permet de déduire le flux au sommet de la couche. On procède ainsi de la couche profonde à celle de surface jusqu'à connaître le flux de surface effectif q_{0f} .

D'Orgeval (2006) a introduit des modifications majeures concernant la ré-infiltration de l'eau dans le sol et la représentation sous-maille des transferts verticaux de l'eau dans le sol. Cette version hydrologique du modèle a été testée lors de son travail uniquement sur l'Afrique de l'Ouest.

Equations concernant le modèle de Rosnay

- Profondeur des noeuds du maillage

$$Z_i = \frac{h_{tot}}{2^{N-1}} \cdot (2^{i-1} - 1) \quad (8.1)$$

z_i , coordonnée verticale du noeud i (m), choisie positive vers le bas

h_{tot} , profondeur totale du sol (m)

N , nombre total de noeuds (égal à 11)

- Épaisseur de la couche à chaque noeud

$$E_i = \frac{(\Delta z_i + \Delta z_{i+1})}{2} \quad (8.2)$$

- Équation de Darcy étendue aux cas non saturés

$$q = -D \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z} + K \quad (8.3)$$

D , diffusivité de l'eau dans le sol ($m^2 \cdot s^{-1}$)

K , conductivité hydraulique ($m \cdot s^{-1}$)

θ , teneur en eau volumique ($m^3 \cdot m^{-3}$)

- Équation de continuité

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} - S \quad (8.4)$$

q , densité de flux ($m \cdot s^{-1}$)

S , terme puits ($m^3 \cdot m^{-3} \cdot s^{-1}$). Il représente l'extraction de l'eau du sol par les plantes

- Conductivité hydraulique

$$K = a \cdot \theta + b \quad (8.5)$$

a et b , constantes pour l'intervalle dans lequel θ se situe

- Flux au fond de la colonne de sol (condition limite inférieure)

$$q_{11} = F_c \cdot K_{11} \quad (8.6)$$

F_c , coefficient de drainage

- Flux au sommet de la colonne de sol (condition limite supérieure)

- pour un sol nu

$$q_0 = P - E_{pot} \quad (8.7)$$

- pour un sol couvert de végétation

$$q_0 = P \quad (8.8)$$

Annexe B - Moyennes annuelles et saisonnières sur le globe des composantes du cycle de l'eau pour les simulations avec et sans irrigation

Moyenne sur...	tous les pixels			les pixels irrigués dans AIr			les pixels non irrigués dans AIr		
	SIr	AIr	<i>Différence (%)</i>	SIr	AIr	<i>Différence (%)</i>	SIr	AIr	<i>Différence (%)</i>
Irrigation	0	0,013	<i>+0,013 (100)</i>	/	0,041	<i>+0,041 (100)</i>	/	0	0 (0)
Précipitations	2,628	2,635	<i>+0,007 (0,27)</i>	2,630	2,644	<i>+0,014 (0,53)</i>	2,626	2,630	<i>+0,004 (0,15)</i>
Évaporation	1,456	1,467	<i>+0,011 (0,73)</i>	1,660	1,685	<i>+0,025 (1,51)</i>	1,357	1,361	<i>+0,004 (0,26)</i>
Humidité du sol	233,1	234,6	<i>+1,491 (0,64)</i>	231,4	235,4	<i>+3,959 (1,71)</i>	233,9	234,2	<i>+0,299 (0,13)</i>
Écoulement total	1,174	1,182	<i>+0,008 (0,72)</i>	0,975	0,999	<i>+0,024 (2,41)</i>	1,269	1,270	<i>+0,001 (0,09)</i>
Débit	1236	1232	<i>-4,607 (0,37)</i>	1187	1170	<i>-17,22 (1,45)</i>	1260	1261	<i>+1,486 (0,12)</i>
Réservoirs	38,09	38,14	<i>+0,05 (0,13)</i>	39,20	39,20	<i>+0,002 (0,00)</i>	37,55	37,63	<i>+0,07 (0,20)</i>

TAB. 8.1 – MOYENNE ANNUELLE SUR 30 ANS DE SIMULATION (EN $mm.j^{-1}$ SAUF L'HUMIDITÉ DU SOL ET LES RÉSERVOIRS EN mm , LES DÉBITS EN $m^3.s^{-1}$)

Moyenne sur...	tous les pixels			les pixels irrigués dans AIr			les pixels non irrigués dans AIr		
	SIr	AIr	<i>Différence (%)</i>	SIr	AIr	<i>Différence (%)</i>	SIr	AIr	<i>Différence (%)</i>
Irrigation	0	0,010	<i>+0,010 (100)</i>	/	0,031	<i>+0,031 (100)</i>	/	0	0 (0)
Précipitations	2,698	2,702	<i>+0,003 (0,12)</i>	2,584	2,586	<i>+0,002 (0,06)</i>	2,756	2,760	<i>+0,004 (0,15)</i>
Évaporation	1,255	1,268	<i>+0,013 (1,02)</i>	1,297	1,320	<i>+0,023 (1,78)</i>	1,234	1,242	<i>+0,008 (0,62)</i>
Humidité du sol	235,9	237,4	<i>+1,532 (0,65)</i>	235,5	239,3	<i>+3,844 (1,63)</i>	236,1	236,5	<i>+0,371 (0,16)</i>
Écoulement total	1,121	1,132	<i>+0,011 (0,99)</i>	1,052	1,084	<i>+0,032 (3,02)</i>	1,155	1,156	<i>+0,001 (0,06)</i>
Débit	1065	1075	<i>+10,34 (0,97)</i>	992,9	994,6	<i>+1,747 (0,18)</i>	1101	1116	<i>+14,65 (1,33)</i>
Réservoirs	32,31	32,61	<i>+0,299 (0,93)</i>	36,96	37,50	<i>+0,542 (1,47)</i>	29,98	30,16	<i>+0,178 (0,59)</i>

TAB. 8.2 – MOYENNE SAISONNIÈRE DJF SUR 30 ANS DE SIMULATION (EN $mm.j^{-1}$ SAUF L'HUMIDITÉ DU SOL ET LES RÉSERVOIRS EN mm , LES DÉBITS EN $m^3.s^{-1}$)

Moyenne sur...	tous les pixels			les pixels irrigués dans AIr			les pixels non irrigués dans AIr		
	SIr	AIr	<i>Différence (%)</i>	SIr	AIr	<i>Différence (%)</i>	SIr	AIr	<i>Différence (%)</i>
Irrigation	0	0,017	<i>+0,017 (100)</i>	/	0,050	<i>+0,050 (100)</i>	/	0	0 (0)
Précipitations	2,611	2,630	<i>+0,019 (0,71)</i>	2,455	2,486	<i>+0,031 (1,26)</i>	2,689	2,701	<i>+0,013 (0,47)</i>
Évaporation	1,507	1,525	<i>+0,018 (1,21)</i>	1,722	1,768	<i>+0,047 (2,72)</i>	1,400	1,404	<i>+0,004 (0,29)</i>
Humidité du sol	240,7	242,0	<i>+1,270 (0,53)</i>	238,2	241,6	<i>+3,472 (1,46)</i>	242,0	242,2	<i>+0,172 (0,07)</i>
Écoulement total	1,345	1,367	<i>+0,022 (1,66)</i>	0,905	0,941	<i>+0,036 (3,95)</i>	1,564	1,580	<i>+0,016 (1,00)</i>
Débit	1551	1536	<i>-15,73 (1,01)</i>	1234	1205	<i>-29,14 (2,36)</i>	1710	1701	<i>-9,049 (0,53)</i>
Réservoirs	43,94	43,84	<i>-0,095 (0,22)</i>	41,53	41,50	<i>-0,030 (0,07)</i>	45,14	45,01	<i>-0,127 (0,28)</i>

TAB. 8.3 – MOYENNE SAISONNIÈRE MAM SUR 30 ANS DE SIMULATION (EN $mm.j^{-1}$ SAUF L'HUMIDITÉ DU SOL ET LES RÉSERVOIRS EN mm , LES DÉBITS EN $m^3.s^{-1}$)

Moyenne sur...	tous les pixels			les pixels irrigués dans Air			les pixels non irrigués dans Air		
	SIr	AIr	Différence (%)	SIr	AIr	Différence (%)	SIr	AIr	Différence (%)
Irrigation	0	0,015	+0,015 (100)	/	0,045	+0,045 (100)	/	0	0 (0)
Précipitations	2,572	2,573	+0,001 (0,05)	2,996	2,986	-0,010 (0,33)	2,362	2,369	+0,007 (0,28)
Évaporation	1,711	1,714	+0,002 (0,14)	2,075	2,080	+0,005 (0,25)	1,532	1,533	+0,001 (0,06)
Humidité du sol	229,7	231,0	+1,388 (0,60)	227,2	230,6	+3,457 (1,52)	230,9	231,2	+0,367 (0,16)
Ecoulement total	1,104	1,104	+0,000 (0,03)	1,029	1,043	+0,014 (1,40)	1,140	1,134	-0,007 (0,57)
Débit	1249	1231	-18,54 (1,48)	1139	1106	-33,49 (2,94)	1304	1292	-11,16 (0,86)
Réservoirs	40,72	40,58	-0,140 (0,34)	36,79	36,47	-0,317 (0,86)	42,66	42,61	-0,052 (0,12)

TAB. 8.4 – MOYENNE SAISONNIÈRE JJA SUR 30 ANS DE SIMULATION (EN $mm.j^{-1}$ SAUF L'HUMIDITÉ DU SOL ET LES RÉSERVOIRS EN mm , LES DÉBITS EN $m^3.s^{-1}$)

Moyenne sur...	tous les pixels			les pixels irrigués dans Air			les pixels non irrigués dans Air		
	SIr	AIr	Différence (%)	SIr	AIr	Différence (%)	SIr	AIr	Différence (%)
Irrigation	0	0,012	+0,012 (100)	/	0,035	+0,035 (100)	/	0	0 (0)
Précipitations	2,615	2,623	+0,008 (0,31)	2,619	2,648	+0,028 (1,08)	2,613	2,611	-0,002 (0,08)
Évaporation	1,340	1,350	+0,009 (0,69)	1,563	1,585	+0,021 (1,36)	1,230	1,234	+0,003 (0,28)
Humidité du sol	224,9	226,8	+1,846 (0,82)	223,0	227,9	+4,933 (2,21)	225,9	226,2	+0,324 (0,14)
Ecoulement total	1,106	1,109	+0,003 (0,27)	0,987	1,008	+0,021 (2,15)	1,164	1,158	-0,006 (0,51)
Débit	1057	1061	+4,309 (0,41)	1310	1305	-4,892 (0,37)	932,4	941,3	+8,845 (0,95)
Réservoirs	35,07	35,17	+0,101 (0,29)	41,24	41,11	-0,138 (0,34)	32,03	32,25	+0,219 (0,68)

TAB. 8.5 – MOYENNE SAISONNIÈRE SON SUR 30 ANS DE SIMULATION (EN $mm.j^{-1}$ SAUF L'HUMIDITÉ DU SOL ET LES RÉSERVOIRS EN mm , LES DÉBITS EN $m^3.s^{-1}$)

Liste des symboles

AIr	Avec Irrigation
AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project
CLM	Community Land Model
CPC	NCEP Climate Prediction Center
CRU	Climatic Research Unit
CWRR	Center for Water Resources Research
DJF	Moyenne hivernale sur les mois de décembre, janvier et février.
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EDAS	NCEP Eta Data Assimilation System
EMC	Environmental Modeling Center
ERA40	Ecmwf Re-Analysis 40
FAO	Food and Agriculture Organization
GNIP	Global Network for Isotopes in Precipitation
GNIR	Global Network for Isotopes in Rivers
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GRACE	Gravimetry Recovery And Climate Experiment
GSWP	Global Soil Wetness Project
HESS	Hydrology and Earth System Sciences
IGBP	International Geosphere-Biosphere Programme
IPSL	Institut Pierre Simon Laplace
JGR	Journal of Geophysical Research
JJA	Moyenne estivale sur les mois de juin, juillet et août.
LAI	Leaf Area Index Indice de surface foliaire
LIM	Louvain-la-neuve sea-Ice Model
LLJ	Low Level Jet

LMD Laboratoire de Météorologie Dynamique
 LMDZ Laboratoire de Météorologie Dynamique Zoom
 LPJ Lund-Postdam-Jena
 LSCE Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement
 LSM Land Surface Model
 MAM Moyenne printanière sur les mois de mars, avril et mai.
 MCG Modèle de Circulation Générale
 NASA GSFC National Aeronautics and Space Administration Goddard Space Flight Center
 NCAR National Center for Atmospheric Research
 NCEP National Centers for Environmental Prediction
 NDVI Normalized Difference Vegetation Index
 NESDIS NOAA National Environmental Satellite Data and Information Service
 NESDIS National Environmental Satellite Data and Information Service
 NLDAS North American Land Data Assimilation System
 NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration
 NWP Numerical Weather Prediction
 NWS NOAA National Weather Service
 OASIS Ocean Atmosphere Sea Ice Soil
 OHD Office of Hydrologic Development
 ONU Organisation des Nations Unies
 OPA Océan PARallélisé
 ORA Office of Research and Applications
 ORCHIDEE ORganising Carbon and Hydrology In Dynamic EcosystEms
 PFTs Plant Functional Types
 PILPS Project of Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes
 PPP Pool Permutation Procedure
 SECHIBA Schématisation des EChanges Hydriques à l'Interface Biosphère-Atmosphère
 SiB Simple Biosphere
 SIr Sans Irrigation
 SIRTAs Site Instrumental de Recherche par Télédétection Atmosphérique
 SON Moyenne automnale sur les mois de septembre, octobre et novembre.
 SST Sea Surface Temperature
 Température de surface de mer

STOMATE Saclay Toulouse Orsay Model for the Analysis of Terrestrial Ecosystems

WaterGap Water-Global Assessment and Prognosis

WRI World Resources Institute

WSR-88D Weather Surveillance Radar 88 Doppler

ZCIT Zone de Convergence InterTropicale

Bibliographie

Aristote (-334). *Météorologiques*.

Askew, A. (1970). Derivation of formulae for variable lag time. *Journal of Hydrology*, 10 :225–242.

Baldocchi, D., Falge, E., Gu, L., Olson, R., Hollinger, D., Running, S., Anthoni, P., Bernhofer, C., Davis, K., Evans, R., Fuentes, J., Goldstein, A., Katul, G., Law, B., Lee, X., Malhi, Y., Meyers, T., Munger, W., Oechel, W., U, K., Pilegaard, K., Schmid, H., Valentini, R., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K., and Wofsy, S. (2001). FLUXNET : A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(11) :2415–2434.

Baldwin, M. and Mitchell, K. (1997). The NCEP hourly multi-sensor U.S. precipitation analysis for operations and GCIP research. In *Paper presented at the 13th AMS Conference on Hydrology*.

Baumgartner, A. and Reichel, E. (1975). *The world water balance*. Elsevier Amsterdam.

Belward, A., Estes, J., and Kline, K. (1999). The IGBP-DIS global 1-km land-cover data set DISCover : A project overview. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 65(9) :1013–1020.

Benke, A. and Cushing, C. (2005). *Rivers of North America : The Natural History*. Elsevier.

Boone, A., Habets, F., Noilhan, J., Clark, D., Dirmeyer, P., Fox, S., Gusev, Y., Haddeland, I., Koster, R., Lohmann, D., et al. (2004). The Rhone-Aggregation land surface scheme intercomparison project : An overview. *Journal of Climate*, 17(1) :187–208.

Boucher, O., Myhre, G., and Myhre, A. (2004). Direct human influence of irrigation on atmospheric water vapour and climate. *Climate Dynamics*, 22(6) :597–603.

Budyko, M. (1956). *The Heat Balance of the Earth's Surface*. *Gidrometeoizdat, Leningrad*, 255 pp. Russian.

Cosgrove, B., Lohmann, D., Mitchell, K., Houser, P., Wood, E., Schaake, J., Robock, A., Marshall, C., Sheffield, J., Qingyuan Duan, Lifeng Luo, Higgins, R., Pinker, R., Tarpley, J., and Meng, J. (2003). Real-time and retrospective forcing in the North American Land Data Assimilation System (NLDAS) project. *Journal of Geophysical Research*, 108(D22) :GCP3–1–12.

- Culson, N. (2004). Impact de l'irrigation sur le cycle de l'eau. Master's thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI.
- De Rosnay, P. (1999). Représentation de l'interaction sol-végétation-atmosphère dans le modèle de circulation générale du Laboratoire de Météorologie Dynamique thesis, 176 pp. *State Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI*.
- De Rosnay, P., Bruen, M., and Polcher, J. (2000). Sensitivity of surface fluxes to the number of layers in the soil model used in GCMs. *Geophysical Research Letters*, 27(20).
- De Rosnay, P. and Polcher, J. (1998). Modelling root water uptake in a complex land surface scheme coupled to a GCM. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2(2-3) :239–255.
- De Rosnay, P., Polcher, J., Bruen, M., and Laval, K. (2002). Impact of a physically based soil water flow and soil-plant interaction representation for modeling large-scale land surface processes. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 107(D11) :4118.
- De Rosnay, P., Polcher, J., Laval, K., and Sabre, M. (2003). Integrated parameterization of irrigation in the land surface model ORCHIDEE. Validation over Indian Peninsula. *Geophysical Research Letters*, 30(19).
- Desborough, C. (1997). The impact of root weighting on the response of transpiration to moisture stress in land surface schemes. *Monthly Weather Review*, 125(8) :1920–1930.
- Dingman, S. (1994). *Physical Hydrology*. Prentice-Hall.
- Dirmeyer, P., Zeng, F., Ducharne, A., Morrill, J., and Koster, R. (2000). The sensitivity of surface fluxes to soil water content in three land surface schemes. *Journal of Hydrometeorology*, 1(2) :121–134.
- D'Odorico, P. and Porporato, A. (2004). Preferential states in soil moisture and climate dynamics. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 101(24) :8848–8851.
- Doll, P. and Siebert, S. (2002). Global modeling of irrigation water requirements. *Water Resources Research*, 38(4) :8–8.
- Doorenbos, J., Kassam, A., and Bentvelsen, C. (1980). *Réponse des rendements à l'eau*. Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture.
- D'Orgeval, T. (2006). *Impact du changement climatique sur le cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest : modélisation et incertitudes*. PhD thesis, Université Paris VI.
- D'Orgeval, T., Polcher, J., and de Rosnay, P. (2008). Sensitivity of the West African hydrological cycle in ORCHIDEE to infiltration processes. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 5(4) :2251–2292.
- Ducharne, A. (1997). *Le cycle de l'eau : modélisation de l'hydrologie continentale, étude de ses interactions avec le climat*. PhD thesis, Université Paris VI.
- Ducharne, A., Golaz, C., Leblois, E., Laval, K., Polcher, J., Ledoux, E., and de Marsily, G. (2003). Development of a high resolution runoff routing model, calibration and application to assess runoff from the LMD GCM. *Journal of Hydrology*, 280(1-4) :207–228.

- Ducoudré, N., Laval, K., and Perrier, A. (1993). SECHIBA, a new set of parameterizations of the hydrologic exchanges at the land atmosphere interface within the LMD atmospheric global circulation model. *Journal of Climate*, 6(2) :248–273.
- FAO (2008). AQUASTAT : FAO’s Information System on Water and Agriculture.
- Fekete, B.M., V. C. G. W. (1999). Global, Composite Runoff Fields Based on Observed River Discharge and Simulated Water Balances. Technical report, Global Runoff Data Centre, Koblenz, Germany.
- Fichefet, T. and Maqueda, M. (1997). Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 102(C6).
- Findell, K. and Eltahir, E. (1997). An analysis of the soil moisture-rainfall feedback, based on direct observations from Illinois. *Water Resources Research*, 33(4) :725–735.
- Gervois, S., de Noblet-Ducoudré, N., Viovy, N., Ciais, P., Brisson, N., Seguin, B., and Perrier, A. (2004). Including croplands in a global biosphere model : methodology and evaluation at specific sites. *Earth Interactions*, 8(1234567891012111415131617181920212223) :1–25.
- Graf, W. (1999). Dam nation : A geographic census of American dams and their large-scale hydrologic impacts. *Water Resources Research*, 35(4) :1305–1311.
- Graf, W. L. (2006). Downstream hydrologic and geomorphic effects of large dams on American rivers. *Geomorphology*, 79 :336–360.
- Guimberteau, M. (2006). Analyse et modifications proposées de la modélisation de l’irrigation dans un modèle de surface. Master’s thesis, Université Pierre et Marie Curie Paris VI-Laboratoire de Meteorologie Dynamique Paris Jussieu.
- Hagemann, S. and Dumenil, L. (1998). A parametrization of the lateral waterflow for the global scale. *Climate Dynamics*, 14(1) :17–31.
- Halley, E. (1686). 1686 : An historical account of the trade winds and monsoons observable in the seas between and near the tropics with an attempt to assign a physical cause of the said winds. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 16 :153–168.
- Hanasaki, N., Kanae, S., Oki, T., Masuda, K., Motoya, K., Shirakawa, N., Shen, Y., and Tanaka, K. (2008a). An integrated model for the assessment of global water resources—Part 1 : Model description and input meteorological forcing. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 12 :1007–1025.
- Hanasaki, N., Kanae, S., Oki, T., Masuda, K., Motoya, K., Shirakawa, N., Shen, Y., and Tanaka, K. (2008b). An integrated model for the assessment of global water resources—Part 2 : Applications and assessments. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 12 :1027–1037.
- Higgins, R., Shi, W., Yarosh, E., and Joyce, R. (2000). Improved United States precipitation quality control system and analysis, NCEP/Climate Prediction Center Atlas. *U.S. Dept. of Commerce/Natl. Weather Serv. Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Camp Springs, Md.*, 7 :40.

- Hollinger, S. and Isard, S. (1994). A soil-moisture climatology of Illinois. *Journal of Climate*, 7(5) :822–833.
- Hollinger, S., Reinke, B., and Peppler, R. (1994). Illinois climate network : site description, instrumentation, and data management. *Illinois State Water Survey Circular*, 178.
- Hourdin, F., Musat, I., Bony, S., Braconnot, P., Codron, F., Dufresne, J., Fairhead, L., Filiberti, M., Friedlingstein, P., Grandpeix, J., et al. (2006). The LMDZ4 general circulation model : climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Climate Dynamics*, 27(7) :787–813.
- Huffman, G., Adler, R., Rudolf, B., Schneider, U., and Keehn, P. (1995). Global precipitation estimates based on a technique for combining satellite-based estimates, rain-gauge analysis, and NWP model precipitation information. *Journal of Climate*, 8(5, Part 2) :1284–1295.
- Hutson, S., Barber, N., Kenny, J., Linsey, K., Lumia, D., and Maupin, M. (2004). *Estimated use of water in the United States in 2000*. US Dept. of the Interior Reston : US Geological Survey, [Reston].
- Jacobson, R. and Galat, D. (2008). Design of a naturalized flow regime-an example from the Lower Missouri River, USA. *Ecohydrology*, 1 :81–104.
- Kendall, M. and Gibbons, J. (1962). Rank correlation methods.
- Kendy, E. and Bredehoeft, J. (2006). Transient effects of groundwater pumping and surface-water-irrigation returns on streamflow. *Water Resources Research*, 42(8) :8415.
- Kistler, R., Kalnay, E., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Kanamitsu, M., Kousky, V., van den Dool, H., Jenne, R., and Fiorino, M. (2001). The NCEP-NCAR 50-year reanalysis : Monthly means CD-ROM and documentation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 82(2) :247–267.
- Lee, E., Chase, T., Rajagopalan, B., Barry, R., Biggs, T., and Lawrence, P. (2009). Effects of irrigation and vegetation activity on early Indian summer monsoon variability. *International Journal of Climatology*, 29(4) :573–581.
- Lettenmaier, D., Wood, E., and Wallis, J. (1994). Hydro-climatological trends in the continental United States, 1948-88. *Journal of Climate*, 7(4) :586–607.
- Lohmann, D., Mitchell, K., Houser, P., Wood, E., Schaake, J., Robock, A., Cosgrove, B., Sheffield, J., Duan, Q., Luo, L., Higgins, R., Pinker, R., and Tarpley, J. (2004). Streamflow and water balance intercomparisons of four land surface models in the North American Land Data Assimilation System project. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 109(D7).
- Loup, J. (1974). *Les eaux terrestres : hydrologie continentale*. Masson.
- Luo, L., Robock, A., Mitchell, K., Houser, P., Wood, E., Schaake, J., Lohmann, D., Cosgrove, B., Wen, F., Sheffield, J., Duan, Q., Higgins, R., Pinker, R., and Tarpley, J. (2003). Validation of the North American Land Data Assimilation System (NLDAS) retrospective forcing over the southern Great Plains. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108(D22).

- Madec, G., Delecluse, P., Imbard, M., and Levy, C. (1999). OPA 8.1 General ocean circulation model reference manual. *Note du pole de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL)*.
- Manabe, S. (1969). Climate and ocean circulation .I. Atmospheric circulation and hydrology of earths surface. *Monthly Weather Review*, 97(11) :739-&.
- Mann, H. (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica : Journal of the Econometric Society*, pages 245–259.
- Margat, J. and Andréassian, V. (2008). *L'eau. Idées reçues*. Le Cavalier Bleu, Paris.
- Maurer, E., Wood, A., Adam, J., Lettenmaier, D., and Nijssen, B. (2002). A long-term hydrologically based dataset of land surface fluxes and states for the conterminous United States. *Journal of Climate*, 15(22) :3237–3251.
- Miller, J., Russell, G., and Caliri, G. (1994). Continental-scale river flow in climate models. *Journal of Climate*, 7(6) :914–928.
- Milly, P. and Dunne, K. (1994). Sensitivity of the global water cycle to the water-holding capacity of land. *Journal of Climate*, 7(4) :506–526.
- Milly, P. and Dunne, K. (2001). Trends in evaporation and surface cooling in the Mississippi River basin. *Geophysical Research Letters*, 28(7) :1219–1222.
- Mirza, M. (1997). Hydrological changes in the Ganges system in Bangladesh in the post-Farakka period. *Hydrol Sci J*, 42(5) :613–631.
- Mitchell, K., Lohmann, D., Houser, P., Wood, E., Schaake, J., Robock, A., Cosgrove, B., Sheffield, J., Duan, Q., Luo, L., Higgins, R., Pinker, R., Tarpley, J., Lettenmaier, D., Marshall, C., Entin, J., Pan, M., Shi, W., Koren, V., Meng, J., Ramsay, B., and Bailey, A. (2004). The multi-institution North American Land Data Assimilation System (NLDAS) : Utilizing multiple GCIP products and partners in a continental distributed hydrological modeling system. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 109(D7).
- Musy, A. and Higy, C. (2004). *Hydrologie : Volume 1, Une science de la nature*. PPUR presses polytechniques.
- New, M., Hulme, M., and Jones, P. (2000). Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II : Development of 1901-96 monthly grids of terrestrial surface climate. *Journal of Climate*, 13(13) :2217–2238.
- Ngo-Duc, T. (2006). *Modélisation des bilans hydrologiques continentaux : variabilité interannuelle et tendances. Comparaison aux observations*. PhD thesis, Université Paris VI.
- Ngo-Duc, T., Laval, K., Ramillien, G., Polcher, J., and Cazenave, A. (2007). Validation of the land water storage simulated by Organising Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems (ORCHIDEE) with Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) data. *Water Resources Research*, 43(4).
- Ngo-Duc, T., Polcher, J., and Laval, K. (2005). A 53-year forcing data set for land surface models. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 110(D6).

- Oki, T., Nishimura, T., and Dirmeyer, P. (1999). Assessment of annual runoff from land surface models using Total Runoff Integrating Pathways (TRIP). *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 77(1B) :235–255.
- Olson, J., Watts, J., and Allison, L. (1983). Carbon in live vegetation of major world ecosystems.
- Peixoto, J. and Oort, A. (1983). The atmospheric branch of the hydrological cycle and climate. *Variations in the global water budget*, pages 5–65.
- Perrault, P. (1674). *De l'origine des fontaines*. P. Le Petit.
- Perrier, A. (1975). Etude physique de l'évaporation dans les conditions naturelles. *Annales agronomiques*, 26(1-18) :105–123, 229–243.
- Perrier, A. and Tuzet, A. (2005). Le cycle de l'eau et les activités au sein de l'espace rural. *Comptes Rendus Geoscience*, 337 :39–56.
- Pinker, R., Tarpley, J., Laszlo, I., Mitchell, K., Houser, P., Wood, E., Schaake, J., Robock, A., Lohmann, D., Cosgrove, B., Sheffield, J., Duan, Q., Luo, L., and Higgins, R. (2003). Surface radiation budgets in support of the GEWEX Continental-Scale International Project (GCIP) and the GEWEX Americas Prediction Project (GAPP), including the North American Land Data Assimilation System (NLDAS) Project. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108(D22).
- Polcher, J. (1994). Etude de la sensibilité du climat tropical à la déforestation, Thèse de Doctorat, Univ. *Pierre et Marie Curie, Paris*.
- Polcher, J. (2003). Les processus de surface à l'échelle globale et leurs interactions avec l'atmosphère. *Habilitation à diriger des recherches*.
- Polcher, J., McAvaney, B., Viterbo, P., Gaertner, M., Hahmann, A., Mahfouf, J., Noilhan, J., Phillips, T., Pitman, A., Schlosser, C., et al. (1998). A proposal for a general interface between land surface schemes and general circulation models. *Global and Planetary Change*, 19(1-4) :261–276.
- Preisendorfer, R. and Barnett, T. (1983). Numerical model-reality intercomparison tests using small-sample statistics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40(8) :1884–1896.
- Qian, T., Dai, A., and Trenberth, K. (2007). Hydroclimatic trends in the Mississippi River basin from 1948 to 2004. *Journal of Climate*, 20(18) :4599–4614.
- Risi, C. (2009). *Les isotopes stables de l'eau : applications à l'étude du cycle de l'eau et des variations du climat*. PhD thesis, Université Paris VI.
- Robock, A., Vinnikov, K., Srinivasan, G., Entin, J., Hollinger, S., Speranskaya, N., Liu, S., and Namkhai, A. (2000). The Global Soil Moisture Data Bank. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(6) :1281–1299.
- Roche, P.-A. and Zimmer, D. (2006). *Eau, aménagement et usages*. EDP Sciences Editions.

- Rogers, E., Black, T., Deaven, D., DiMego, G., Zhao, Q., Baldwin, M., Junker, N., and Lin, Y. (1996). Changes to the operational "early" Eta analysis/forecast system at the National Centers for Environmental Prediction. *Weather and Forecasting*, 11(3) :391–413.
- Rozanski, K., AraguAs-AraguAs, L., Gonfiantini, R., et al. (1993). Isotopic patterns in modern global precipitation. *Climate change in continental isotopic records*, 78 :1–36.
- Réméniéras, G. (1972). *L'hydrologie de l'ingénieur*. Eyrolles.
- Sacks, W., Cook, B., Buening, N., Levis, S., and Helkowski, J. (2008). Effects of global irrigation on the near-surface climate. *Climate Dynamics*, pages 1–17.
- Saleem, J. and Salvucci, G. (2002). Comparison of soil wetness indices for inducing functional similarity of hydrologic response across sites in Illinois. *Journal of Hydrometeorology*, 3(1) :80–91.
- Salvatore, M., Pozzi, F., Ataman, E., Huddleston, B., and Bloise, M. (2005). Mapping global urban and rural population distributions. *Rome : FAO*.
- Seckler, D. (1998). *World water demand and supply, 1990 to 2025 : Scenarios and issues*. International Water Management Institute.
- Sellers, P., Mintz, Y., Sud, Y., and Dalcher, A. (1986). A simple biosphere model (SIB) for use within general-circulation models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43(6) :505–531.
- Sellers, W. (1965). *Physical climatology*. Chicago.
- Seneviratne, S., Viterbo, P., Luthi, D., and Schar, C. (2004). Inferring changes in terrestrial water storage using ERA-40 reanalysis data : The Mississippi River basin. *Journal of Climate*, 17(11) :2039–2057.
- Shiklomanov, I. (1997). Assessment of water resources and water availability in the world. Technical report, Stockholm Environment Institute : Geneva, Switzerland.
- Shiklomanov, I. (2000). Appraisal and assessment of world water resources. *Water international*, 25(1) :11–32.
- Shiklomanov, I. and Rodda, J. (2003). *World water resources at the beginning of the twenty-first century*. Cambridge University Press.
- Shuttleworth, W. (1988). Evaporation from Amazonian rainforest. *Proceedings of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences*, 233(1272) :321–346.
- Siebert, S., Doll, P., Hoogeveen, J., Faures, J., Frenken, K., and Feick, S. (2005). Development and validation of the global map of irrigation areas. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9(5) :535–547.
- Sitch, S., Smith, B., Prentice, I., Arneth, A., Bondeau, A., Cramer, W., Kaplan, J., Levis, S., Lucht, W., Sykes, M., et al. (2003). Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model. *Global Change Biology*, 9(2) :161–185.

- Sushama, L., Laprise, R., Caya, D., Larocque, M., and Slivitzky, M. (2004). On the variable-lag and variable-velocity cell-to-cell routing schemes for climate models. *Atmosphere-Ocean*, 42(4) :221–233.
- Taylor, K. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 106(D7) :7183–7192.
- Terray, L. and Thual, O. (1995). Oasis : le couplage ocean-atmosphère. *Météorologie (Paris. 1925)*, (10) :50–61.
- Ting, M. and Wang, H. (2006). The role of the North American topography on the maintenance of the Great Plains summer low-level jet. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63(3) :1056–1068.
- Trenberth, K., Fasullo, J., and Kiehl, J. (2009). Earth’s global energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(3) :311–323.
- Trenberth, K. E., Smith, L., Qian, T., Dai, A., and Fasullo, J. (2007). Estimates of the global water budget and its annual cycle using observational and model data. *Journal of Hydrometeorology*, 8(4) :758–769.
- Viollet, P.-L. (2005). *L’hydraulique dans les civilisations anciennes - 5000 ans d’histoire*.
- Viovy, N. (1996). Interannuality and CO2 sensitivity of the SECHIBA-BGC coupled SVAT-BGC model. *Physics and Chemistry of the Earth*, 21(5-6) :489–497.
- Vitvar, T., Aggarwal, P., and Herczeg, A. (2007). Global network is launched to monitor isotopes in rivers. *Eos Trans. AGU*, 88 :33.
- Vorosmarty, C., Fekete, B., Meybeck, M., and Lammers, R. (2000). Global system of rivers : Its role in organizing continental land mass and defining land-to-ocean linkages. *Global Biogeochemical Cycles*, 14(2) :599–621.
- Walter, M., Wilks, D., Parlange, J., and Schneider, R. (2004). Increasing evapotranspiration from the conterminous United States. *Journal of Hydrometeorology*, 5(3) :405–408.
- Webster, P. (1987). The elementary monsoon. *Monsoons*, pages 3–32.
- Wigley, T. and Santer, B. (1990). Statistical comparison of spatial fields in model validation, perturbation, and predictability experiments. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 95(D1).
- Wisser, D., Frohking, S., Douglas, E., Fekete, B., Vorosmarty, C., and Schumann, A. (2008). Global irrigation water demand : Variability and uncertainties arising from agricultural and climate data sets. *Geophysical Research Letters*, 35 :L24408.
- Wood, E., Lettenmaier, D., Liang, X., Nijssen, B., and Wetzel, S. (1997). Hydrological modeling of continental-scale basins. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25(1) :279–300.
- Xuan-Tien, N.-V. (2005). Analyse de l’irrigation en Amérique du Nord - plaine du Mississippi - sur la climatologie régionale. Master’s thesis, Ecole polytechnique et Université de Paris VI.

BIBLIOGRAPHIE

Zimmer, D. and Renault, D. (2003). Virtual water in food production and global trade : Review of methodological issues and preliminary results. In *Virtual water trade : Proceedings of the International Expert Meeting on Virtual Water Trade, Value of Water Research Report Series*, volume 12.