



HAL
open science

Modélisation des bilans hydrologiques continentaux: variabilité interannuelle et tendances. Comparaison aux observations

Thanh Ngo-Duc

► **To cite this version:**

Thanh Ngo-Duc. Modélisation des bilans hydrologiques continentaux: variabilité interannuelle et tendances. Comparaison aux observations. Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2005. Français. NNT: . tel-00011408

HAL Id: tel-00011408

<https://theses.hal.science/tel-00011408>

Submitted on 18 Jan 2006

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

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

THÈSE de DOCTORAT de l'UNIVERSITÉ PARIS 6

Spécialité : METEOROLOGIE

présentée par

Thanh NGO-DUC

pour obtenir le grade de Docteur de l'UNIVERSITÉ de PARIS 6

Sujet de thèse :

Modélisation des bilans hydrologiques continentaux : variabilité interannuelle et tendances. Comparaison aux observations

soutenue le 23 septembre 2005 devant le jury composé de :

M. Claude FRANKIGNOUL	Professeur Paris VI	Président
M. Patrick MONFRAY	Directeur de Recherche, CNRS	Rapporteur
M. Serge PLANTON	Ingénieur en Chef, CNRM	Rapporteur
Mme. Laurence EYMARD	Directrice de Recherche, CNRS	Examineur
Mme. Katia LAVAL	Professeur Paris VI	Directrice de Thèse
Mme. Anny CAZENAVE	Chercheur CNES/LEGOS	Co-Directrice
M. Jan POLCHER	Directeur de Recherche, CNRS	Co-Directeur, invité
M. Alan ROBOCK	Professeur Rutgers University	Invité
M. François LOTT	Chercheur CNRS	Invité

Résumé

Le travail effectué au cours de cette thèse a consisté à examiner une large gamme de processus liés à la branche continentale du cycle de l'eau à l'aide du modèle de surface ORCHIDEE (ORganising Carbon and Hydrology In Dynamic EcosystEms), des observations in situ et satellites. En utilisant les données de l'altimétrie spatiale Topex/Poséidon et de la mission gravimétrique GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment), j'ai montré que le modèle ORCHIDEE était capable de reproduire les variations saisonnières et interannuelles des réservoirs d'eau sur les continents. J'ai fourni, pour la première fois, une validation à l'échelle globale du bilan d'eau estimé dans ce modèle. Le rôle important des régions tropicales dans la variabilité du climat a aussi été souligné. Au cours de la thèse, dans le but d'étudier les variations lentes (décennales/multi-décennales), j'ai construit une base de données de forçage atmosphérique de longue période, appelé NCC (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research Corrected by Climate Research Unit), pour les modèles de surface. NCC s'étend de 1948 à 2000 avec une résolution spatiale de $1^\circ \times 1^\circ$ et une résolution temporelle de 6 heures. Cette base de données a été validée par les débits des plus grands fleuves du monde et s'est montrée un élément important pour la compréhension de l'évolution des processus continentaux au cours des 50 dernières années. Une des applications de NCC était l'étude de la contribution de l'eau continentale au changement du niveau de la mer. J'ai montré qu'une augmentation de température de l'océan menait à plus d'eau stockée sur les continents, menant à une rétroaction négative sur le niveau de la mer.

Summary

The work carried out during this thesis consisted in examining a broad range of processes related to the continental branch of the water cycle using the land surface model ORCHIDEE (ORganising Carbon and Hydrology In Dynamic EcosystEms), and in situ and satellite observations. By using data from the altimetry mission Topex/Poséidon and the gravimetric mission GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment), I showed that the ORCHIDEE model was able to reproduce the seasonal and interannual variations of water reservoirs on the continents. I provided, for the first time, a validation at global scale of water assessment estimated in this model. The important role of the tropical areas in the variability of the climate was also underlined. During the thesis, to study low frequency variations (decadal/multi-decadal), I built a new, long-period atmospheric forcing data set, called NCC (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research Corrected by Climate Research Unit), for land surface models. NCC extends from 1948 to 2000 with a spatial resolution of $1^\circ \times 1^\circ$ and a 6-hourly temporal resolution. The NCC data set was validated by discharges of the world's largest rivers and proved to be very useful in the study of the evolution of continental water storage during the past 50 years. One of the applications of NCC was to study the contribution of continental water to sea level variations. I showed that an increase in ocean temperature led to more water stored on the continents, leading to a negative feedback on sea level changes.

Remerciements

Je tiens tout d'abord à exprimer ma profonde gratitude à Katia Laval, qui m'a offert ce travail passionnant. Je la remercie pour la qualité de son encadrement tant sur le plan scientifique qu'humain. Merci à Katia pour m'avoir fait confiance et encouragé tout au long de ces années. Tes encouragements, ton enthousiasme, ta disponibilité sans faille, ton attention, et tout le reste... ont été pour moi une aide précieuse et une source d'équilibre pour la réalisation de ce travail. Cette thèse te doit beaucoup. C'est un grand bonheur pour moi d'avoir eu l'occasion de suivre tes cours en DEA, et de devenir ton étudiant en thèse quelques mois plus tard.

Je tiens également à remercier sincèrement Jan Polcher, mon co-directeur de thèse. Avec tout son dynamisme et ses compétences, il a su m'enseigner la rigueur scientifique et le métier de chercheur. Ses nombreuses idées m'ont régulièrement mené à d'intéressants travaux. Merci particulièrement pour les courriers-électroniques qu'il m'a écrits dans les trains, à l'aéroport, de ses missions à l'étranger, ou parfois très tard dans la nuit. Ses mots m'arrivent toujours à temps quand j'en ai besoin.

Je suis très reconnaissant à Anny Cazenave, qui a co-dirigé cette thèse. Malgré un emploi du temps souvent très chargé et la distance entre son laboratoire (LEGOS) et le LMD, elle m'a toujours été d'une aide importante. Je la remercie pour les discussions très précieuses que nous avons eues lors de ses passages à Paris, pour les séjours agréables dans son laboratoire à Toulouse, pour les week-ends où elle a dû travailler pour m'aider. Je remercie également son équipe GOHS (Géophysique, Océanographie et Hydrologie Spatiales) pour les données qu'ils ont mises à ma disposition et pour leur accueil chaleureux à Toulouse. J'ai beaucoup apprécié mes collaborations avec Alix Lombard, Guillaume Ramillien et Kien Do-Minh au LEGOS. Je les en remercie.

Merci à Hervé Le Treut, directeur du Laboratoire, de m'avoir accueilli et permis de travailler dans d'excellentes conditions. Mille mercis à Ionéla Musat pour les simulations LMDZ qu'elle m'a très gentiment données. Je remercie Véronique Fabart, Laurent Fairhead, Robert Franchisseur et Martial Mancip pour leur assistance et leurs conseils en informatique. Merci à Martine Mahérou, Catherine Douineau et à Laurence Touchon qui ont su rendre faciles les formalités administratives en tous genres. Merci aux anciens membres de l'équipe "surface continentale" Patricia, Sylvie, Anne-Charlotte. Je dois bien sûr remercier Tristan, mon collègue de bureau pour son amitié et pour les aides qu'il est toujours prêt à m'apporter. Je remercie également l'ensemble des personnes du laboratoire qui ont créé une ambiance de travail très agréable, et plus particulièrement Katerina, Catherine, Mathieu, Guillaume, Soumya, Martial, Aurélien pour de

nombreuses discussions et des moments détendus autour de la table du déjeuner.

Je voudrais aussi exprimer ma gratitude à tous les membres du jury de thèse. Grand merci à Claude Frankignoul d'avoir accepté de présider mon jury. Merci à Patrick Monfray et à Serge Planton qui ont accepté le travail long et dur de rapporteur. Je souhaite également remercier Laurence Eymard et François Lott, qui étaient dans mon comité de thèse. Ils m'ont consacré du temps et porté leur jugement expert sur mon travail.

Pendant ma thèse, j'ai eu l'occasion de travailler avec Alan Robock à l'Université Rutger. Merci à Alan et à son équipe de m'avoir accueilli agréablement à New Jersey. Alan m'a beaucoup appris sur la rédaction scientifique. Il a suivi de près mon travail et m'a donné à temps ses aides précieuses tant sur l'anglais que sur la science. Mes remerciements vont également à Bryan C. Weare à l'Université de Californie pour ces mêmes raisons et pour de nombreuses discussions fructueuses.

Je tiens à remercier sincèrement Josyane Ronchail au LOCEAN et François Declaux à Montpellier pour les collaborations que nous avons eues sur le bassin Amazonien et sur le niveau du lac Tchad.

Toute ma gratitude à toutes les personnes ayant relu, corrigé et commenté mon manuscrit et ayant ainsi participé à son amélioration. Je tiens à remercier particulièrement Minh Hien, Mathieu et Tristan pour leur aides volontaires et précieuses.

Je n'oublie pas mes compatriotes vietnamiens qui ont partagé avec moi les moments de joie, la même passion du foot et du ping-pong pendant toutes ces années à Paris. Mes remerciements vont particulièrement aux différents groupes : Chuoi, Les-roses-de-la-vie, Foyer-Fraternité, Bong-ban, X-Viet, VnGG auxquels j'ai eu l'occasion de participer et aux différents membres du NNB et de l'UJVF pour leur amitié.

C'est bien plus qu'un merci que j'adresse à toi, Giang. Tu as toujours été à mes côtés pour me soutenir et m'encourager. Je suis désolé de ne pas avoir pu passer assez de temps avec toi, de ne pas avoir pu être assez romantique comme tu le souhaitais... Je n'ai pas de mots pour te dire à quel point je te remercie, pour tout...

Mes pensées finales reviendront à mes parents, mes grands-parents et à l'ensemble de ma famille au Vietnam, qui m'ont soutenu de loin pendant toutes ces années. Sans eux je n'aurais jamais pu aller au bout de mes projets.

Enfin, je voudrais vous remercier, vous qui lisez cette thèse.

Table des matières

1	Introduction	9
1.1	Introduction générale	9
1.2	Organisation de la thèse	11
2	Les bases théoriques et les outils informatiques	13
2.1	Le modèle de circulation générale LMDZ	13
2.1.1	La dynamique	14
2.1.2	La physique	14
2.2	Le modèle de surface ORCHIDEE	15
2.3	L'eau	16
2.3.1	Le cycle de l'eau	17
2.3.2	L'eau dans les sols	18
2.3.3	Equation de bilan	19
2.4	Modélisation de l'hydrologie des sols	19
2.4.1	Evolution de la modélisation de l'hydrologie des sols	19
2.4.2	Hydrologie des sols représentée par SECHIBA (ORCHIDEE)	21
2.4.3	Hydrologie horizontale : schéma de routage	22
2.4.4	Plaines d'inondation et irrigation	25
3	L'eau continentale vue par l'altimétrie spatiale et par ORCHIDEE	27
3.1	Altimétrie spatiale et Topex-Poséidon	27
3.2	Variations du niveau de la mer et leurs causes	29
3.2.1	Changement du volume de l'océan : l'effet stérique	31
3.2.2	Changement de la masse d'eau	33
3.3	ORCHIDEE forcé par ISLSCP-I	34
3.3.1	Expérience numérique	34
3.3.2	Comparaison avec Topex-Poséidon	35
3.3.3	Comparaison avec les modèles ISBA et LaD	36
3.4	Article publié dans <i>J. Geophys. Res.</i> : L'eau continentale durant l'événement d'ENSO 1997-1998	38
3.4.1	Résumé de l'article	38
3.4.2	Introduction	41
3.4.3	Description of the numerical experiment	42
3.4.4	Water mass change inside the oceans	43
3.4.5	Contribution of water vapor in the atmosphere to sea level variation	45
3.4.6	Contribution of continental water to sea level variation	46

3.4.6.1	Comparing the GCM simulation with observations	46
3.4.6.2	Processes that explain the interannual variability of sea level . .	47
3.4.6.3	Influence of the river routing scheme	51
3.4.6.4	Internal variability of the water cycle component	52
3.4.7	Conclusions	54
3.5	Conclusions et perspectives du chapitre	56
4	Vers les simulations longues avec les modèles de surface : NCC, 53 ans de forçage atmosphérique	57
4.1	Contextes et motivations du travail	57
4.1.1	Problèmes de l'humidité du sol	57
4.1.2	Problèmes de débits de fleuves	59
4.1.3	Contribution de l'eau continentale aux variations du niveau de la mer : les limites actuelles	61
4.2	Le forçage atmosphérique NCC : construction et validation	62
4.2.1	Les 50 ans de réanalyses du centre NCEP/NCAR	62
4.2.2	Les données de CRU	63
4.2.3	Les données SRB des rayonnements	63
4.2.4	Construction de NCC : résumé	63
4.2.5	Validation de NCC : résumé	64
4.3	Article publié dans <i>J. Geophys. Res.</i> : construction et validation de NCC	69
4.3.1	Introduction	70
4.3.2	NCC data construction	71
4.3.2.1	Interpolation of the NCEP/NCAR Reanalysis data	72
4.3.2.2	Correction of the 53-year NCEP/NCAR data	73
4.3.3	Model description and experimental design	75
4.3.3.1	Brief description of ORCHIDEE LSM and the runoff routing scheme	75
4.3.3.2	Experimental design	76
4.3.4	Validation of NCC and ORCHIDEE LSM	77
4.3.5	The Amazon basin, a test case	77
4.3.5.1	The 10 largest rivers	79
4.3.6	Comparison between NCC and GSWP2	86
4.3.7	Conclusions	88
5	Quelques applications de NCC	91
5.1	Effet de l'eau continentale sur le niveau de la mer : article publié dans <i>Geophys. Res. Lett.</i>	92
5.1.1	Résumé de l'étude	92
5.1.2	Introduction	96
5.1.3	Short description of the model and the numerical experiment	97
5.1.4	Results	98
5.1.4.1	Contribution of land water storage to sea level change over the last 50 yr	98
5.1.4.2	Land water changes in the tropical zone	99

5.1.4.3	Relations between land water-based and thermosteric sea level fluctuations at decadal/interdecadal time scales	101
5.1.5	Conclusions	103
5.2	Variabilités des débits des plus grands fleuves du monde	104
5.2.1	Introduction	104
5.2.2	Résultats préliminaires avec les 10 plus grands fleuves du monde	104
5.2.2.1	Moyenne annuelle et saisonnière	105
5.2.2.2	Variabilité décennale et tendances	107
5.2.3	Conclusions et perspectives de cette étude	107
5.3	Comparaison avec les données in situ de l'humidité du sol	110
5.3.1	La région Illinois	110
5.3.2	Discussions	115
6	L'eau continentale vue par GRACE et par ORCHIDEE	119
6.1	La mission GRACE	119
6.2	Validation d'ORCHIDEE avec GRACE	121
6.2.1	Expérience numérique	121
6.2.2	Les données de GRACE	122
6.2.3	Résultats	123
6.2.4	Conclusions du chapitre	127
7	Conclusions et Perspectives	129
7.1	Conclusions	129
7.2	Perspectives	131
	Annexes	135
	A Acronymes	135
	B Diagramme de Taylor	139
	C Rappels sur les harmoniques sphériques et le problème d'inversion	143
C.1	Les harmoniques sphériques	143
C.2	Inversion des données de GRACE	145
	Bibliographie	148

Chapitre 1

Introduction

1.1 Introduction générale

Par ses activités, l'homme est capable de modifier la surface des continents et les échanges de gaz trace dans l'atmosphère. Depuis l'ère industrielle, on a mesuré une augmentation de la concentration de gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Au cours des années 1990s, les concentrations atmosphériques des principaux gaz à effet de serre anthropiques (le dioxyde de carbone CO_2 , le méthane CH_4 , l'oxyde nitreux N_2O et l'ozone troposphérique O_3) ont atteint leurs niveaux les plus hauts jamais enregistrés, principalement en raison de la combustion des combustibles fossiles, de l'agriculture et des changements d'affectation des terres. Les concentrations croissantes de gaz à effet de serre modifient le bilan radiatif du système Terre - atmosphère. Le Troisième Rapport d'évaluation de l'IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (Houghton et al., 2001) a analysé une quantité importante de données et d'observations sur tous les aspects du système climatique, et a conclu que cette masse d'informations nous donne aujourd'hui une image d'une planète en cours de réchauffement.

Selon le rapport de l'IPCC, au cours du XX^{eme} siècle, la température moyenne mondiale à la surface a augmenté de 0.6 ± 0.2 °C. A l'échelle mondiale, il est très probable que les années 1990s aient été la décennie la plus chaude depuis 1861. Le réchauffement du climat est aussi révélé par les changements concernant le niveau de la mer, la couverture neigeuse, la superficie glaces et les précipitations. Ces changements peuvent correspondre à un cycle hydrologique plus actif avec l'augmentation de fortes précipitations. Le réchauffement du XX^{eme} siècle a contribué sensiblement à l'élévation observée du niveau de la mer, due à l'augmentation du contenu thermique des océans, ainsi qu'à la fonte des glaces continentales.

Les changements climatiques ont eu des incidences sur nombre de systèmes physiques, biologiques et socio-économiques. Certains pays ont noté des pertes économiques importantes dues aux récentes inondations ou sécheresses, pouvant être liées aux phénomènes climatiques extrêmes. En Afrique, la désertification progresse par suite de la réduction de la pluviosité annuelle

moyenne. L'Asie tempérée et tropicale doit faire face à une intensification des événements extrêmes comme incendies de forêt, cyclones tropicaux. Dans les régions côtières de faible altitude (par exemple le delta du Gange), l'élévation du niveau de la mer peut avoir un effet préjudiciable sur les populations, les infrastructures et l'économie locale. Un tiers de la population mondiale, soit environ 2 milliards de personnes, vivent actuellement dans les pays qui subissent un stress hydrique. Ce chiffre pourrait être en forte augmentation du fait des changements climatiques et du taux de croissance démographique (Houghton et al., 2001).

De toute évidence, le climat de la terre a évolué à l'échelle régionale et mondiale depuis l'époque préindustrielle. Certains aspects de cette évolution sont imputables aux activités humaines. Par son utilisation des sols, l'homme est capable de changer le climat, comme par exemple la déforestation dans les régions tropicales ou l'expansion des zones de cultures. Ceci a un impact sur les échanges entre le sol et l'atmosphère. Ainsi, en premier lieu, nos préoccupations aujourd'hui portent sur les bilans hydrologiques : comment les actions de l'homme jouent sur l'évaporation, sur les régimes de pluies ou les événements extrêmes ? Pour répondre à toutes ces questions, il nous faut tout d'abord évaluer les variations de bilan hydrologiques. Or ces quantités sont très peu connues. L'effort qui sous-tend donc notre étude est d'évaluer les bilans d'eau et leurs variations avec les simulations numériques et les observations satellitaires obtenues ces dernières années.

Pour étudier et prévoir l'évolution du climat et le changement climatique, l'utilisation des modèles de circulation générale (MCG) est devenue largement répandue et incontournable. Les récents progrès des outils informatiques permettent maintenant d'envisager de manière efficace l'utilisation de modèles de plus en plus sophistiqués sans trop de contraintes de temps de calcul. Les MCGs couplés atmosphère-océan donnent une représentation d'ensemble du système climatique. Ils sont les seuls outils utilisables pour prédire les évolutions globales du climat de la Terre, bien sûr encore approximatives et incertaines (Crossley et al., 2000). Plusieurs éléments du système-Terre étaient au fur et à mesure pris en compte dans le modèle. Le traitement des interactions entre l'atmosphère et la surface des continents n'est apparue qu'à partir des années 1970s et s'est progressivement développé au cours des années 1990s. Les schémas de surface étaient d'abord apparus à l'interface entre l'atmosphère, le sol et la végétation afin de clore le bilan d'eau et d'énergie à la surface. Ils n'étaient alors qu'une paramétrisation parmi d'autres des MCGs. Aujourd'hui, ces schémas ne se limitent pas au calcul de l'évolution des différents flux à la surface et à la fermeture des bilans d'eau et d'énergie. Ils modélisent également les différents éléments du bilan hydrologique telles que chacune des composantes de l'évapotranspiration, l'état hydrique du sol et l'écoulement de l'eau dans le sol, en prenant en compte la variabilité sous-maille de la surface induite par différents types de végétation, de textures de sol, ou d'altitudes. Les schémas de surface sont devenus de plus en plus indépendants. Ils peuvent être couplés au MCG ou tournés dans un mode "off-line" forcés par les données météorologiques que la communauté scientifique acquiert à partir d'observations. Ces schémas sont devenus aujourd'hui les modèles de surface, des composantes à part entière des modèles du système terre (Polcher, 2003).

Ces modèles de surface doivent être validés à l'aide d'observations avant d'être adoptés. Par ailleurs, lorsque ces modèles sont tournés dans un mode "off-line", il est nécessaire d'avoir

des données météorologiques précises (vent, rayonnement, précipitation, température, humidité) pour réduire les incertitudes sur les bilans que les modèles calculent.

Des efforts considérables sont déployés aujourd'hui pour tenter de faire les mesures à grande échelle. Des coopérations internationales dans ce domaine sont de plus en plus nombreuses. Les observations in situ nous offrent des mesures précises. Toutefois, la couverture des mesures in situ est globalement limitée dans l'espace et dans le temps. L'apparition des techniques spatiales d'observation de la Terre et de son environnement a permis aux scientifiques de poser les problèmes dans un cadre global.

Dans le domaine de l'hydrologie continentale à moyenne et grandes échelles géographiques, l'observation spatiale offre des perspectives considérables et inattendues. L'accès spatial à la caractérisation globale du niveau de la mer, des stocks d'eaux continentales, aux échanges de masse d'eau entre différents réservoirs, est aujourd'hui possible et constitue un enjeu important de l'observation de l'environnement planétaire.

Depuis 1990, plusieurs satellites altimétriques européens ou réalisés en coopération franco-américaine, ont été lancés : ERS-1, Topex-Poséidon, ERS-2, Jason-1, Envisat. Ils ont d'abord pour objectif d'obtenir des données sur la surface des océans. Néanmoins, au cours des dernières années, l'altimétrie spatiale a aussi été utilisée pour étudier les eaux continentales de surface (fleuves, lacs, zones inondées, mers intérieures) offrant ainsi une surveillance continue et globale. La toute nouvelle mission de gravimétrie spatiale GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment), mise en orbite en 2002, a pour l'objectif de mesurer très précisément les variations spatio-temporelles du champ de gravité avec une résolution géographique actuellement d'environ 500 km et une résolution temporelle de 1 mois. L'une des principales applications de GRACE est de quantifier les variations spatio-temporelles des stocks d'eaux continentales pour lesquelles il n'existe à ce jour aucune observation au sol à l'échelle globale. Seuls les modèles hydrologiques globaux développés ces dernières années nous renseignent sur ces paramètres.

Notre étude s'insère dans ce contexte. En utilisant un certain nombre de paramètres hydrologiques obtenus via des observations spatiales, in situ et des sorties de modèles globaux, nous allons étudier les problèmes fondamentaux liés au niveau de la mer, les problèmes spécifiques à l'hydrologie des grands bassins fluviaux, la sensibilité des modèles de surface au forçage atmosphérique.

1.2 Organisation de la thèse

Je vais commencer par décrire dans le chapitre 2 les outils utilisés pour l'étude des bilans hydrologiques : le modèle de circulation générale du LMD (Laboratoire de Météorologie Dynamique) et le modèle d'échanges hydrologiques à la surface ORCHIDEE (ORGanising Carbon and Hydrology In Dynamic EcosystEms).

Le chapitre 3 est consacré à l'étude d'évolution saisonnière et sa modification lors d'un évé-

nement ENSO (El Niño Southern Oscillation) de l'eau continentale et sa contribution au niveau de la mer. Les sorties des simulations forcées et couplées d'ORCHIDEE vont être comparées avec les observations dérivées des données altimétriques de Topex-Poséidon. Ce travail va examiner si le modèle ORCHIDEE est capable de reproduire le cycle annuel et le signal interannuel des réservoirs d'eau sur les continents. Le rôle des régions tropicales dans la variabilité interannuelle du climat va être souligné.

Le chapitre 4 s'intéresse à la variabilité interannuelle des bilans hydrologiques sur les 50 dernières années. Ce chapitre présente d'abord la réalisation d'un ensemble de données de forçage atmosphérique de longue période pour les modèles de surface, appelé NCC (NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research) Corrected by CRU (Climate Research Unit)). NCC est construit à partir des données réanalyses de NCEP/NCAR corrigées par de nombreuses observations indépendantes. Il s'étend de 1948 à 2000 avec une résolution spatiale de $1^\circ \times 1^\circ$ sur tout le globe et une résolution temporelle de 6 heures. La validation de NCC est présentée en utilisant les débits observés des dix plus grands fleuves du monde.

Le chapitre 5 a pour but de présenter quelques applications du forçage NCC. Nous allons d'abord utiliser les sorties des simulations forcées par NCC pour les études de variations lentes (décennales/multi-décennales) de différentes composantes du cycle de l'eau. Les effets de l'eau continentale au niveau de la mer et sa relation avec l'expansion thermique des océans au cours de 50 dernières années seront montrés pour la première fois.

Le chapitre 5 présente également une étude préliminaire des tendances des débits des fleuves sur certains grands bassins du monde. Le but de cette étude est de répondre à un certain nombre de questions : est-ce que les simulations d'ORCHIDEE représentent bien les tendances des débits ? Comment les débits répondent au changement de climat ? etc.. Dans ce chapitre, nous commençons aussi à regarder à petite échelle via les comparaisons entre l'humidité du sol simulée par ORCHIDEE et les données in situ sur la région Illinois.

Le chapitre 6 est consacré à la validation du bilan d'eau simulé par ORCHIDEE grâce aux données de la mission GRACE. Nous allons montrer les avantages du nouveau schéma de routage d'ORCHIDEE en simulant les variations du stockage de l'eau sur les continents. Le rôle des réservoirs d'eau souterraine et d'eau de surface dans les grands bassins tropicaux sera également abordé.

Enfin, les conclusions et les perspectives de la thèse seront présentées dans le chapitre 7.

Chapitre 2

Les bases théoriques et les outils informatiques

2.1 Le modèle de circulation générale LMDZ

Pour prévoir le changement climatique, l'utilisation des MCG est devenue incontournable. Ces MCG sont validés pour le climat actuel et parviennent à représenter les grandes caractéristiques géographiques et temporelles du système climatique ainsi que sa variabilité dans le temps et dans l'espace (Bony et al., 1992).

Le LMD développe et utilise depuis les années 1970 un MCG atmosphérique (Sadourny and Laval, 1984) qui décrit l'évolution de l'atmosphère par un état de l'océan prescrit. Ce modèle s'appelle aujourd'hui LMDZ (Z signifie Zoom). Les équations sont discrétisées spatialement sur une grille horizontale rectangulaire dans le plan longitude-latitude. Une particularité importante de LMDZ est de proposer l'utilisation d'une grille à résolution horizontale variable, permettant de faire un zoom sur une région d'intérêt. Les configurations climatiques classiques de LMDZ sont basées sur une grille horizontale régulière de 96×72 points en longitude latitude avec 19 niveaux verticaux. Le modèle peut être utilisé seul avec un modèle simplifié des surfaces continentales (Bucket) ou avec ORCHIDEE (un modèle de surface de l'Institut Pierre-Simon Laplace, voir section suivante), avec des SST (Sea Surface Temperature) prescrites ou couplé au modèle d'océan global.

Dans un MCG atmosphérique comme celui du LMD, nous distinguerons deux composantes principales : la "dynamique" et la "physique", présentées dans les deux sous-sections suivantes.

2.1.1 La dynamique

La partie dynamique du modèle traite les équations de conservation dans l'atmosphère à l'échelle macroscopique (Holton, 1992). L'évolution au cours du temps de l'ensemble des variables atmosphériques est calculée à partir du système d'équation primitive formé par les équations régissant le mouvement d'un fluide en rotation :

- l'équation de conservation de la masse du fluide,
- l'équation de conservation de l'humidité,
- l'équation de conservation de l'énergie
- l'équation d'état de l'air,
- les équations du mouvement. Ces équations sont dérivées de la loi fondamentale de la dynamique pour un fluide visqueux dans un repère tournant avec la Terre.

Ce système d'équation est simplifié par un ensemble d'approximations, dû aux spécificités de l'atmosphère terrestre. L'équation d'état est représentée par la loi des gaz parfait. L'approximation hydrostatique est appliquée en raison du faible rapport entre les vitesses verticales et horizontales. L'épaisseur de l'atmosphère considérée (~ 10 km) est faible devant le rayon de la Terre (~ 6370 km) : l'approximation de la couche mince peut être appliquée, ce qui élimine la dépendance de certains paramètres à la dimension verticale.

2.1.2 La physique

La distinction entre la composante "physique" d'un MCG et sa composante "dynamique" qui exprime évidemment des lois physiques est basée sur des considérations historiques (Peixoto and Oort, 1992). Les premiers MCG ont été en effet dérivés de modèles numériques de prévision qui résolvaient principalement la "dynamique". Les études du climat avec les MCG ont montré la nécessité de prendre en compte de nombreux autres processus physiques, qui ne sont pas résolus dans la dynamique. Ils constituent les termes sources des équations de conservation, les processus radiatifs, les processus liés au cycle de l'eau, les processus de transfert turbulent et les processus de dissipation. En général, leurs échelles spatiales sont bien inférieures à l'échelle résolue explicitement par le MCG, celle-ci étant limitée par la puissance des calculateurs qui réalisent les intégrations numériques. Ces processus ne sont pas résolus explicitement mais paramétrés. LMDZ inclue aujourd'hui un jeu de paramétrisations physiques qui a connu des évolutions successives au cours du temps :

- le transfert radiatif. Il implique les rayonnements solaire et terrestre, tenant compte de la diffusion et l'absorption de l'air. Sont inclus : l'influence de l'albédo du sol, des nuages, de la vapeur d'eau, du CO_2 , de l'ozone,
- les processus de surface et de couche limite. Ils décrivent les interactions entre le sol et l'atmosphère tels que la couverture végétale du sol, sa rugosité, son humidité qui influencent les échanges de chaleur sensible et latente ainsi que les échanges de quantité de mouvement entre le sol et l'atmosphère,

- la convection. Ce phénomène de faible dimension horizontale ne peut pas être résolu par la dynamique. La convection est soit sèche, soit humide. Dans le deuxième cas, elle peut former des nuages de type cumulus, cumulonimbus et générer des précipitations,
- la condensation à grande échelle qui correspond à la formation des nuages de type stratus et à la génération des précipitations non convectives.

2.2 Le modèle de surface ORCHIDEE

Au cours de ma thèse, j'ai utilisé le modèle ORCHIDEE pour étudier les bilans hydriques, souvent en mode forcé, c'est à dire découplé du MCG.

Alors que les rôles de l'atmosphère et de l'océan sur le climat ont depuis longtemps été reconnus et introduits dans les modèles, la modélisation de la surface n'est apparue qu'à partir des années 1970. Les premiers modèles de paramétrisation de la surface terrestre étaient basés sur des formulations simples des transferts entre la surface et l'atmosphère. Les paramètres surfaciques comme albédo, rugosité, disponibilité en eau étaient prescrits sur les continents (Manabe, 1969 ; Manabe and Holloway, 1975 ; Schneider and Dickinson, 1974). Au début des années 1980s, une seconde génération des modèles a pris en compte de manière explicite les effets de la végétation dans le calcul du bilan énergétique de la surface (Sellers et al., 1986). Dans ces années là, des données sur les propriétés de la surface terrestre ont commencé à être collectées sur l'ensemble du globe. Elles servent à l'établissement de premières comparaisons modèles/données et à développer des théories empiriques concernant le comportement de la surface. Ainsi, la dernière génération de modèles combine une description plus réaliste des échanges d'énergie, d'eau, de carbone, de la photosynthèse, etc. (Ducoudré et al., 1993 ; Sellers et al., 1996 ; Bonan, 1995 ; Dickinson et al., 1998, Krinner et al., 2005). Certains commencent à incorporer des traitements dynamiques de la végétation qui vont permettre de tester la réponse de la surface à des perturbations du climat.

ORCHIDEE est le modèle de surface de l'Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL) (Verant, 2004 ; Krinner et al., 2005). ORCHIDEE décrit les cycles de l'eau et du carbone à l'interface entre le sol, les plantes et l'atmosphère, ainsi que l'évolution de la végétation.

ORCHIDEE est le résultat du couplage de trois modèles préexistants :

- SECHIBA (Schématisation des EChanges Hydriques à l'Interface Biosphère - Atmosphère), le modèle du LMD (Ducoudré et al. 1993 ; de Rosnay and Polcher 1998 ; Ducharne et al. 1998 ; Ducharne and Laval 2000) qui simule les différents processus physiques à l'interface entre le sol, la végétation et l'atmosphère, et les flux d'eau dans le sol,
- modèle STOMATE (Saclay Toulouse Orsay Model for the Analysis of Terrestrial Ecosystems) du Laboratoire des Sciences du Climat de l'Environnement, qui simule les processus biochimiques à la surface (Viovy 1996),
- modèle LPJ (Lund-Potsdam-Jena), qui simule l'évolution dynamique de la végétation et du budget de carbone (Sitch et al. 2000).

Dans tous les travaux au cours de ma thèse, nous nous sommes limités à l'utilisation d'une seule de ces 3 composantes, celle issue de SECHIBA car notre objectif était de représenter et de valider les bilans hydrologiques des bassins continentaux.

ORCHIDEE a été développé pour des études globales, soit couplé à un MCG, soit en mode forcé ("off-line" ou "stand-alone"). Il utilise des résolutions temporelles variables en fonction du phénomène décrit : elles sont de 30 minutes pour la photosynthèse et les processus physiques de surface, d'un jour pour le cycle du carbone dans le sol et d'un an pour la compétition entre les types de végétation. La résolution spatiale est déterminée par celle des forçages atmosphériques.

Les forçages nécessaires pour calculer les bilans hydrologiques à l'aide d'ORCHIDEE sont :

- les précipitations totales (pluie et neige),
- les rayonnements solaire et infrarouge incidents,
- la température de l'air près de la surface,
- l'humidité spécifique de l'air,
- la pression à la surface,
- le vent.

ORCHIDEE (ou plus précisément, dans notre cas, SECHIBA) détermine pour chaque maille :

- les échanges énergétiques et hydrologiques entre la biosphère et l'atmosphère,
- les mouvements de l'eau dans le sol.

Durant ma thèse, nous nous sommes intéressés à l'hydrologie des sols. Nous avons donc principalement étudié la branche continentale du cycle de l'eau, en couplage avec celle de l'atmosphère. Les sections suivantes ont pour but de décrire cette branche du cycle de l'eau et la modélisation de l'hydrologie des sols dans ORCHIDEE. Noter que les formules fournies peuvent être simples sur le plan théorique mais importantes par leur signification.

2.3 L'eau

L'eau est très abondante sur notre planète. Grâce aux conditions particulières de température et de pression qui règnent sur la Terre, l'eau y est présente dans ses trois états : sous forme de vapeur d'eau dans l'atmosphère qui enveloppe la planète, sous forme liquide dans les océans et les réservoirs continentaux mais aussi au sein de tous les organismes vivants (elle représente 70% de la masse de l'Homme, et jusqu'à 97% de celle de certains organismes marins), ou encore sous forme de la glace aux pôles ou aux sommets des hautes montagnes.

Dans l'atmosphère, la vapeur d'eau joue le rôle de gaz à effet de serre principal. Elle influence considérablement le bilan énergétique de la planète et permet de conserver une température élevée la nuit. Sans l'eau et les autres gaz à effet de serre, la température moyenne sur Terre serait -18°C au lieu de 15°C actuellement.

Sous forme liquide, l'eau est l'un des meilleurs solvants disponibles. L'eau joue un rôle majeur dans la mise en solution, le transport et la redistribution des minéraux à la surface de la Terre. La disponibilité en eau à la surface du globe conditionne fortement la distribution géographique des communautés vivantes. L'importance de l'eau à tous les niveaux de la vie explique qu'elle soit un facteur clé vis-à-vis de l'extension de ces communautés.

2.3.1 Le cycle de l'eau

On distingue quatre grands réservoirs d'eau dans l'hydrosphère : les mers et océans, les eaux continentales (eaux superficielles, eaux des sols et eaux souterraines), l'atmosphère et la cryosphère.

Entre ces quatre réservoirs, les échanges d'eau sont permanents. Les rayons du soleil réchauffent l'eau sur la terre et la vaporisent, transportent de l'énergie de la surface vers l'atmosphère. La vapeur peut à son tour se condenser et former des nuages. En grossissant, les gouttelettes de nuage s'alourdissent et tombent sur le sol, sous forme de pluie, de neige ou de grêle. L'eau ainsi retombée ruisselle sur le sol ou s'infiltre dans le sous-sol. Elle vient grossir les fleuves, qui eux-mêmes retournent à la mer et le cycle recommence. La figure 2.1 représente le schéma du cycle hydrologique global.

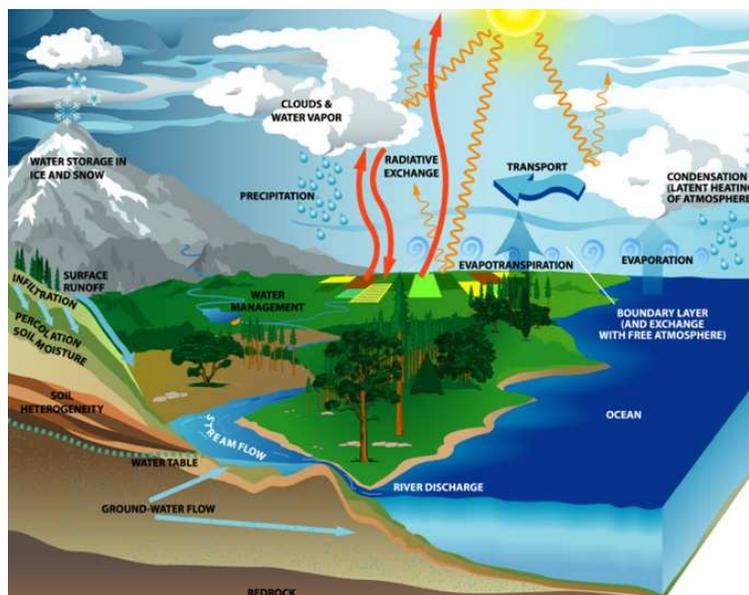


FIG. 2.1 – Le cycle hydrologique global (<http://www.usgcrp.gov/usgcrp/images/ocp2003/>).

Le cycle hydrologique peut se diviser en deux parties intimement liées :

- une partie atmosphérique qui concerne la circulation de l'eau dans l'atmosphère, sous forme de vapeur d'eau essentiellement. Cette partie du cycle de l'eau est associée à des

processus d'échelles spatiales très variées. Le temps de résidence de l'eau dans l'atmosphère est court, de l'ordre de 10 jours, ceci est dû aux mouvements rapides de l'eau,

- une partie terrestre qui concerne la neige et l'écoulement de l'eau sur les continents, qu'il soit superficiel ou souterrain. Le cycle de l'eau y est caractérisé par des mouvements relativement lents.

Au cours des dernières décennies, la Terre a-t-elle perdu ou gagné de l'eau ? La réponse à cette question n'est pas connue avec certitude. Dans la haute atmosphère, le rayonnement ultraviolet décompose la molécule d'eau en hydrogène et oxygène. L'hydrogène, léger, quitte l'atmosphère terrestre. Il y a donc une petite perte des eaux qui circulent dans la machine hydrique, le cycle classique de l'eau. Cette perte est probablement compensée par le flux d'eau sortant du manteau (de Marsily, 1995).

Si on accepte le principe de conservation de l'eau dans l'ensemble des enveloppes terrestres, on peut donc considérer que le cycle de l'eau est stationnaire, c'est-à-dire que toute perte d'eau par l'une ou l'autre de ses parties, atmosphérique ou terrestre, est compensée par un gain d'eau par l'autre partie.

2.3.2 L'eau dans les sols

Les sols constituent des réservoirs d'eau. L'eau du sol qui provient des précipitations atmosphériques, est transférée vers l'atmosphère par évaporation directe et par transpiration des plantes ainsi que vers les réservoirs profonds par infiltration. Le stockage d'eau dans le sol se présente sous différentes formes. On peut distinguer trois grands types de stockage :

- le réservoir d'eau de surface contient toute l'eau stockée dans les dépressions de surface, des plus petites, dues à la rugosité du sol, aux plus grandes plaines inondées, fleuves, lacs, marais, étangs, etc,
- le sol et le sous-sol dans lesquels l'eau est emmagasinée (l'humidité du sol, l'eau souterraine),
- les couvertures neigeuses et glaciaires qui constituent le réservoir d'eau sous forme solide.

L'humidité du sol appartient au deuxième réservoir. Elle est définie comme eau évaporable contenue dans la portion de sol se trouvant au-dessus de la nappe libre. En effet, l'humidité du sol est un paramètre prépondérant dans les échanges d'énergie à l'interface surface-atmosphère. Évaporation, infiltration, ruissellement de surface, quantité d'eau absorbée par la végétation sont très dépendants de l'humidité du sol. Il s'agit donc d'un paramètre clef du cycle hydrologique. L'humidité du sol et son évolution spatio-temporelle sont des éléments importants pour les modèles météorologiques et climatiques, ils sont également pris en compte dans les études hydrologiques et de suivi de la végétation.

2.3.3 Equation de bilan

L'évolution de l'humidité du sol est représentée par l'équation de bilan ci-dessous :

$$\frac{\partial W}{\partial t} = P - P_{solide} - E_{sol} - E_I - T_r - R_{surface} - D_f + M \quad (2.1)$$

où :

W	humidité du sol	mm
P	précipitation totale	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
P_{solide}	précipitation sous forme de neige	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
E_{sol}	évaporation du sol	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
T_r	transpiration des végétaux	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
E_I	évaporation de l'eau stockée par la canopée	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
$R_{surface}$	ruissellement à la surface du sol	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
D_f	sorties d'eau par drainage au fond	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$
M	fonte de neige	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$

TAB. 2.1 – Définition des différentes variables de l'équation du bilan d'eau.

Dans les analyses faites au cours de cette thèse, on note :

Evaporation totale :

$$E = E_{sol} + E_I + T_r \quad (2.2)$$

Ruissellement total :

$$R = R_{surface} + D_f \quad (2.3)$$

S'il n'y a pas de fonte de neige et ni de précipitation sous forme de neige, l'équation 2.1 devient donc :

$$\frac{\partial W}{\partial t} = P - E - R \quad (2.4)$$

2.4 Modélisation de l'hydrologie des sols

2.4.1 Evolution de la modélisation de l'hydrologie des sols

La modélisation de l'hydrologie des sols dans les modèles fait appel à des diverses méthodes qui sont de complexités variées.

Manabe (1969) est le premier à avoir considéré les échanges hydriques et énergétiques entre les surfaces continentales et l'atmosphère en utilisant le modèle Bucket. Bucket, inventé par Budyko (1956), est un modèle à une couche. Il considère le sol comme un réservoir profond de 1 m. Le sol se remplit lorsque les précipitations sont supérieures à l'évaporation. La capacité maximale de l'eau dans le sol vaut 150 kg m^{-2} , correspondant à une hauteur maximale de 150 mm dans le réservoir. Les processus de diffusion de l'eau dans le sol ne sont pas pris en compte dans ce type de modèle, et la représentation de l'évaporation en est affectée. Le fait de considérer une seule couche dans le sol ne permet pas à l'évaporation simulée de réagir rapidement à un événement pluvieux. Le ruissellement se déclenche lorsque l'humidité totale du sol dépasse la valeur maximale (150 kg m^{-2}).

Le modèle Bucket de Manabe est le premier à avoir fermé le cycle de l'eau à la surface des continents, et sa simplicité a promu son application dans un grand nombre de MCG (Arakawa, 1972 ; Hansen et al., 1983 ; Mitchell and Warrilow, 1987). Ce modèle présente cependant des inconvénients majeurs, qui ont conduit au développement de modèles plus complexes.

Le premier inconvénient du modèle Bucket est qu'il ne peut pas reproduire la variabilité temporelle à court terme de l'évaporation, du fait de la profondeur importante de son réservoir de sol (Dickinson and Handerson-Sellers, 1988 ; Mahfouf et al., 1996). Ceci a entraîné le développement de modèles de sol à plusieurs couches, chacune correspondant à un réservoir de profondeur inférieure à celle du réservoir unique de Manabe (Deardorff, 1977 ; Choissnel, 1977 ; Dickinson, 1984 ; Xue et al., 1991). L'augmentation des couches de sol permet de représenter les mouvements verticaux de l'eau dans le sol par l'équation de diffusion de Darcy (1856) :

$$Q = -K_s A \frac{\Delta H}{L} \quad (2.5)$$

où Q ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$) est le flux d'eau écoulé à travers la colonne de sol, K_s (m s^{-1}) est la conductivité hydraulique à saturation, A (m^2) est la surface de la section, ΔH (m) est la perte de charge hydraulique, L (m) est la longueur de la colonne.

Afin de minimiser le temps de calcul informatique, les modèles "multi-couches" se limitent souvent à pas plus de trois ou quatre couches dans le sol. Pourtant, la forte non-linéarité de l'équation de Darcy existe (de Rosnay, 1999). Blyth and Daamen (1997) ont montré que l'utilisation d'une résolution grossière pour résoudre l'équation de Darcy introduit des erreurs numériques importantes. C'est pourquoi, de Rosnay (1999), de Rosnay et al. (2000) ont introduit une méthode numérique complexe qui permet de résoudre ce problème.

Le second inconvénient du modèle de Manabe est qu'il ne prend pas en compte la végétation. Parallèlement à l'augmentation du nombre de couches dans le sol, les modèles récents comme SECHIBA (Ducoudré et al., 1993), SiB (Simple Biosphere) (Sellers et al., 1986), BATS (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme) (Dickinson et al., 1993), ISBA (Interactions between the Soil-Biosphere-Atmosphere) (Noilhan and Planton, 1989) représentent explicitement le rôle de la végétation dans les échanges hydriques et énergétiques entre les surfaces continentales et l'atmosphère.

2.4.2 Hydrologie des sols représentée par SECHIBA (ORCHIDEE)

La version de SECHIBA utilisée au cours de cette thèse (Ducoudré et al., 1993 ; Polcher, 1994) considère un sol profond de 2 mètres et une variabilité sous-maille de la végétation. L'hydrologie des sols est représentée par un modèle à deux couches de profondeur variable : une couche de surface et une couche profonde. Les différentes textures de sol ne sont pas distinguées dans cette version, le sol est d'un seul type.

La présence de deux couches constitue une amélioration du modèle par rapport au modèle Bucket : on limite de cette façon le risque d'assèchement excessif du sol et la couche superficielle permet d'avoir des variations importantes et rapides du taux d'évaporation après la pluie.

Le modèle de sol à deux couches SECHIBA est basé sur les idées développées par Choissnel (1977). Le contenu en eau des deux couches dépend de la pluie qui alimente le sol, de l'évaporation qui le vide et du drainage entre les deux couches. Le contenu maximum en eau du sol par unité de volume est ruu_{max} (il est de 30 kg/m³ quand la fraction de sol nu dépasse 50% et de 150 kg/m³ sinon). L'humidité du sol de la couche de surface (W_u) est contrôlée par l'équation :

$$\frac{\partial W_u}{\partial t} = P - E - D \quad (2.6)$$

où P, E et D représentent respectivement les précipitations, l'évaporation et le drainage entre les deux couches.

Selon les variations de la profondeur de la couche de surface, deux cas doivent être distingués :

- le premier se produit lorsque l'humidité du sol dans le réservoir supérieur est inférieure à sa valeur saturée. Dans ce cas, la profondeur de cette couche (h_{uu}) sera réduite par drainage :

$$\frac{\partial h_{uu}}{\partial t} = \frac{-D}{ruu_{max}} \quad (2.7)$$

- le deuxième se produit lorsque l'humidité du sol du réservoir supérieur est saturée. Dans ce cas, la profondeur de ce réservoir augmente dans les situations de la convergence d'humidité :

$$\frac{\partial h_{uu}}{\partial t} = \frac{P - E - D}{ruu_{max}} \quad (2.8)$$

si $P - E > 0$.

Le réservoir supérieur existe quand $W_u > 0$ et $W_u + W_d < W_{max}$ où W_d est l'humidité du sol de la couche profonde et W_{max} est l'humidité saturée du sol. Le réservoir supérieur est créé dès le moment où la précipitation devient plus importante que l'évaporation. Lorsqu'il n'y a aucun réservoir supérieur, le réservoir profond fonctionne comme un modèle Bucket. Son humidité du sol change selon les équations suivantes :

$$\frac{\partial W_d}{\partial t} = P - E; \quad R = 0 \quad \text{si } W_d < W_{max} \quad \text{ou } P - E < 0 \quad (2.9)$$

$$W_d = W_{max}; \quad R = P - E \quad \text{si } W_d \geq W_{max} \quad \text{et } P - E \geq 0 \quad (2.10)$$

Quantitativement, quand il pleut, la couche de surface se remplit jusqu'à atteindre la couche profonde. A ce stade, il n'existe plus qu'une couche, la couche profonde, qui ruisselle si elle est saturée en eau. Un processus d'évaporation prélève de l'eau dans la couche de surface puis dans la couche profonde quand la couche de surface est vide. Il existe enfin un terme de drainage de l'eau entre la couche de surface et la couche profonde qui permet l'alimentation en eau de la couche profonde quand la couche de surface existe.

Le drainage entre les deux couches de sol

La paramétrisation du drainage entre les deux couches a été mise au point dans SECHIBA par Ducharne et al. (1997, 1998). Deux régimes sont distingués selon la disponibilité en eau dans la couche de surface. Une valeur limite du contenu en eau dans la couche de surface est défini : $W_{lim} = 0.75W_{umax}$. Le drainage D entre les deux couches de sol est donné par :

$$D = D_{min} \frac{W_u}{W_{max}} \quad \text{si } W_u < W_{lim} \quad (2.11)$$

$$D = D_{min} \frac{W_u}{W_{max}} + (D_{max} - D_{min}) \left(\frac{W_u - W_{lim}}{W_{umax} - W_{lim}} \right)^b \quad \text{si } W_u \geq W_{lim} \quad (2.12)$$

où $D_{min}=0.002$ mm/h, $D_{max}=0.2$ mm/h, $b=1.5$. Le drainage est plus grand quand l'humidité du sol de la couche de surface est plus grande que W_{lim} .

2.4.3 Hydrologie horizontale : schéma de routage

La simulation du débit des fleuves présente de nombreux intérêts pour l'étude du climat. Tout d'abord, les débits observés constituent des données intéressantes pour la validation des paramétrisations hydrologiques. Au cours de cette thèse, j'ai utilisé les débits observés pour la validation d'ORCHIDEE. La simulation des débits des fleuves à grande échelle sert à l'étude de l'évolution des ressources en eau associée au changement global (Loaiciga et al., 1996). D'autre part, les flux d'eau douce apportés par les fleuves dans les océans, en changeant la salinité, influencent la circulation thermohaline des océans (Schiller et al., 1996 ; Mysak et al., 1990), qui influence en retour l'atmosphère. Ce dernier exemple illustre l'importance d'une représentation correcte des débits des fleuves dans l'objectif du couplage entre MCG atmosphérique, modèle de surface et MCG océanique.

Les paramétrisations du routage de l'eau qui ont été développées pour simuler ce flux sont de complexités très variées qui vont du transport instantané du ruissellement vers les océans jusqu'à un modèle à haute résolution qui prend en compte les bassins versants, les gradients et la tortuosité des fleuves.

Un nouveau développement du modèle ORCHIDEE a été réalisé en incluant le routage (Polcher, 2003). Partant d'une carte des bassins versants à haute résolution (50×50 km) construite en combinant la carte de Vorosmarty et al. (2000) et la carte de Oki et al. (1999) on détermine quels sont les bassins qui sont présents dans chaque maille. Pour chacun d'eux, on détermine aussi dans quel autre bassin il se déverse. La figure 2.2 illustre le principe du routage de l'eau d'une maille à l'autre. Elle représente 6 mailles, chaque couleur correspond à un bassin versant. Chaque maille peut être divisée en plusieurs bassins versants. Chaque bassin versant d'une maille ne peut se jeter dans une autre maille que par un point (dans le même bassin versant ou un autre si on est à l'exutoire du premier). Plusieurs mailles peuvent par contre se jeter dans le même bassin versant.

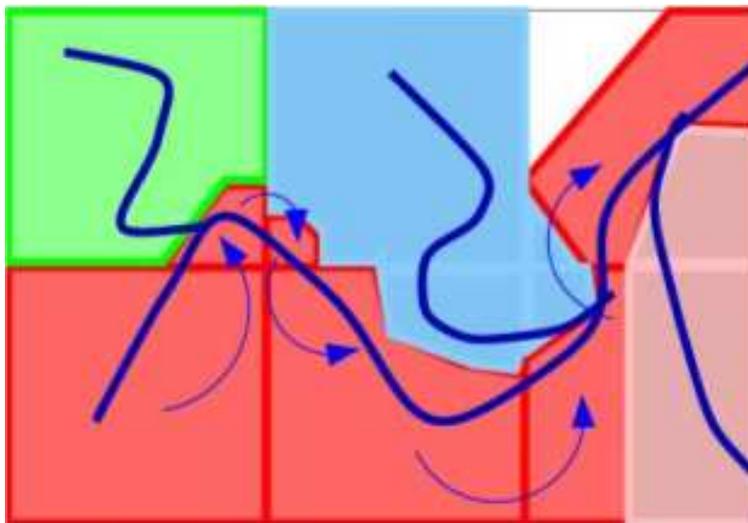


FIG. 2.2 – Routage de l'eau d'une maille à une autre (J. Polcher).

Le ruissellement et le drainage profond de surface produits par ORCHIDEE sont distribués de façon uniforme sur tous les bassins présents dans la maille. Dans les simulations faites au cours de ma thèse, on a prélevé le drainage au fond sur le ruissellement total de façon arbitraire (ruissellement à la surface égale 5% de drainage au fond). A chaque pas de temps, les flux de ruissellement et de drainage sont temporairement stockés dans des réservoirs aux constantes de temps différentes. L'eau est progressivement acheminée vers les océans, en suivant les lignes de plus grande pente et en prenant en compte le caractère tortueux des rivières, à travers une cascade de 3 réservoirs linéaires (un réservoir est dit linéaire si l'écoulement Q depuis ce réservoir est proportionnel à la quantité d'eau S dans le réservoir) :

- un réservoir "rapide" qui est alimenté par le ruissellement de surface et fournit aussi de l'eau au réservoir des fleuves,
- un réservoir "lent" qui a comme source le drainage depuis le modèle de sol. C'est un puit qui alimente le réservoir des fleuves,
- un réservoir des fleuves : l'eau de ce réservoir se déverse dans le bassin en aval.

La figure 2.3 illustre le principe du schéma de routage.

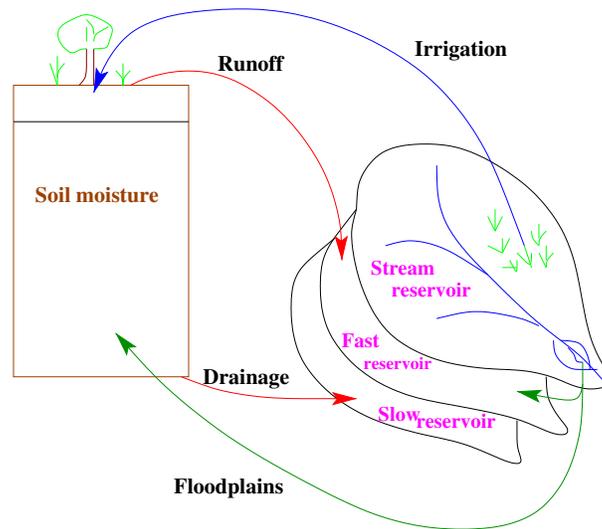


FIG. 2.3 – Principle of the river routing scheme.

Les équations qui gouvernent le transport de l'eau dans SECHIBA sont fortement inspirées de ce qui se fait dans les schémas de routage (Ledoux, 1980 ; Miller et al., 1994 ; Hagemann and Dümenil, 1998 ; Fekete et al., 2000 ; Ducharne et al., 2003). Le flux de chaque réservoir linéaire est déterminé par :

$$Q(t) = \frac{S(t)}{k} \quad (2.13)$$

où Q et S sont l'écoulement et la quantité d'eau du réservoir, respectivement. k est le coefficient de rétention, défini comme temps de résidence moyen de l'eau dans le réservoir.

D'ailleurs, un réservoir général doit satisfaire l'équation 2.14 qui relie Q avec le source d'eau I :

$$\frac{dS(t)}{dt} = I(t) - Q(t) \quad (2.14)$$

Les équations 2.13 et 2.14 mènent à une équation linéaire pour la décharge Q du réservoir avec un paramètre k :

$$k \frac{dQ(t)}{dt} = I(t) - Q(t) \quad (2.15)$$

L'équation 2.15 est appliquée pour chaque réservoir. Dans la version du schéma de routage utilisée au cours de ma thèse, les valeurs de k ont été gardées constantes pour tous les bassins versants et valent 0,24 jours, 3 jours et 25 jours pour les réservoirs des fleuves, les réservoirs rapides et les réservoirs lents respectivement.

2.4.4 Plaines d'inondation et irrigation

Le modèle ORCHIDEE a aussi inclus la représentation des plaines d'inondation. L'idée est de repérer une montée brusque de l'eau dans le fleuve qui se jette dans une zone décrite comme inondable dans la carte globale. En fonction de cette montée, l'eau est redistribuée dans le réservoir lent et dans l'humidité du sol qui sert à l'évaporation. Cette paramétrisation permet de ralentir la vitesse de l'écoulement de l'eau et d'augmenter l'eau disponible pour l'évaporation.

Ce modèle permet aussi de décrire l'irrigation des sols à partir des eaux des rivières. L'irrigation constitue la principale composante de l'eau utilisée par l'homme ; au cours de cette irrigation, les sols sont inondés, ce qui augmente l'évaporation et réduit le débit des fleuves. Etant donnée l'importance de l'irrigation sur des régions comme l'Inde ou la Chine, il nous a paru essentiel d'en tenir compte dans notre modèle.

Au cours de ma thèse, les simulations numériques ont été réalisées avec ces deux paramétrisations. Plus de détails de ces paramétrisations se trouvent dans Polcher (2003) et de Rosnay et al. (2003).

Chapitre 3

L'eau continentale vue par l'altimétrie spatiale et par ORCHIDEE

3.1 Altimétrie spatiale et Topex-Poséidon

Dans le domaine de l'hydrologie continentale à moyenne et grande échelles géographiques, l'altimétrie spatiale s'avère être un outil aux possibilités remarquables et inattendues.

L'altimétrie spatiale est une technique qui permet de mesurer les fluctuations spatio-temporelles des niveaux d'eau sur les mers, les lacs, les fleuves et même les zones d'inondation permanentes et temporaires.

C'est au début des années 1970s que les missions spatiales ont commencé à transmettre régulièrement les données qui ont permis de développer notre connaissance sur la terre solide, l'atmosphère, l'océan, la couverture végétale et l'état des surfaces continentales, tant au plan physique que chimique. Les premières missions d'étude des océans par altimétrie spatiale datent aussi du milieu des années 1970s. Les Etats-Unis sont les premiers à avoir fait voler un altimètre à bord de satellites, sur Skylab en 1973, sur Geos3 en 1975, puis sur Seasat en 1978 et Geosat en 1985. Mais ce n'est qu'au début des années 1990s qu'est réellement née l'océanographie spatiale avec une nouvelle génération de satellites altimétriques : ERS-1 (1991-1996), Topex/Poséidon (1992-), ERS-2 (1995-), GFO (1998-), Jason-1 (2001-), Envisat (2002). Topex/Poséidon a marqué le début de l'altimétrie de haute précision, avec une réduction considérable des différents postes d'erreur, en particulier l'erreur d'orbite, principale limitation des missions antérieures. Ces missions s'intègrent à un grand nombre de programmes océaniques et météorologiques internationaux dont les programmes WOCE (World Ocean Circulation Experiment) et TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere), tous les deux liés au programme de recherche mondial sur le climat, WCRP (World Climate Research Program).

Principe de l'altimétrie

Le principe de l'altimétrie spatiale est assez simple. Le satellite embarque un radar altimètre qui émet à intervalles réguliers (typiquement 1 seconde) une onde électromagnétique vers le nadir, onde qui se réfléchit à la surface de la mer et retourne au satellite. La mesure précise du temps aller-retour de l'onde donne la distance entre le satellite et la surface instantanée de l'océan. L'analyse de l'écho radar réfléchi permet aussi d'extraire d'autres informations, comme la hauteur des vagues et la vitesse du vent en surface. Le calcul d'orbite basé sur l'assimilation de mesures de poursuites (distances par télémétrie laser, vitesses relatives par les systèmes DORIS (Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégrés par Satellite) et GPS (Global Positioning System)) dans un modèle numérique du mouvement du satellite permet de calculer avec grande précision l'altitude du satellite au dessus d'une surface de référence (classiquement, un ellipsoïde qui approxime la forme moyenne de la terre). La différence entre l'altitude du satellite au dessus de l'ellipsoïde et la mesure altimétrique fournit la hauteur de la surface instantanée de la mer par rapport à l'ellipsoïde. Le long de la trace, on dispose de mesures espacées d'environ 5 km. Pour Topex/Poseidon, l'espacement entre les traces est de 350 km à l'équateur. Le satellite réalise une couverture complète de l'océan en 10 jours (la durée du cycle orbital).

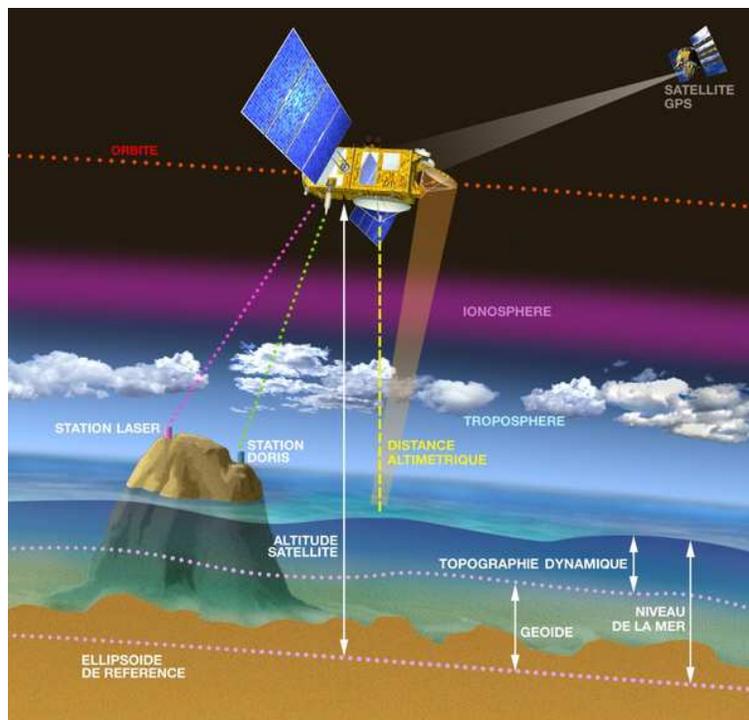


FIG. 3.1 – Principe de l'altimétrie spatiale, figure de l'AVISO (<http://www.aviso.oceanobs.com>).

Aux mesures de hauteur de mer il faut appliquer diverses corrections qui tiennent compte de différentes erreurs dues aux instruments de bord, à la propagation du signal dans l'ionosphère et la troposphère (car le taux d'humidité et le taux d'ionisation peuvent ralentir les ondes électromagnétiques pendant leur traversée dans l'atmosphère). De plus, les marées océaniques et l'état

de la mer doivent aussi être corrigés. Pour Topex/Poseidon, et aujourd'hui Jason-1, la précision d'une mesure instantanée de la hauteur de la mer est de l'ordre de 4 cm (Chelton et al., 2001).

Topex-Poséidon

Lancé le 10 août 1992 par la fusée Ariane, Topex-Poséidon est la mission qui a fait l'objet d'une collaboration exemplaire CNES-NASA (Centre National d'Etudes Spatiales - National Aeronautics and Space Administration). L'orbite de ce satellite est quasi-circulaire et inclinée de 66° par rapport à l'équateur, à 1336 km d'altitude. Topex-Poséidon possède à son bord deux radars altimètres, Topex et Poséidon, qui mesurent avec une précision de 3-4 cm son altitude par rapport à la surface de la mer (Fu and Cazenave, 2001).



FIG. 3.2 – Topex-Poséidon, figure de l'AVISO (<http://www.aviso.oceanobs.com>).

Cette mission océanographique était prévue pour une durée de 3 à 5 ans. Pourtant, depuis son lancement, Topex-Poséidon continue à transmettre régulièrement les données de bonne qualité. Ce satellite permet d'effectuer des mesures précises et répétées du niveau des océans afin d'établir des cartes de topographie dynamique. On peut également étudier des phénomènes tels que la circulation à grande échelle, les anomalies climatiques (El Niño, La Niña), les tourbillons, le géoïde marin, les marées, les vagues. Topex-Poséidon joue un rôle important dans le cadre des études sur l'évolution globale du climat et de son interaction avec les grands courants océaniques.

3.2 Variations du niveau de la mer et leurs causes

Le niveau de la mer varie en permanence. Ces variations trouvent leur origine dans les phénomènes de marées, la circulation océanique, les courants, les tourbillons, etc. Il existe aussi une variation du niveau moyen de la mer liée aux phénomènes climatiques. Grâce aux enregistrements marégraphiques, on observe une hausse du niveau moyen de la mer de l'ordre de 20 cm en

un siècle. Cette hausse, significativement plus grande que celle déduite de mesures géologiques et archéologiques au cours des derniers millénaires, est attribuée au réchauffement global enregistré depuis quelques décennies. La hausse actuelle du niveau de la mer intègre des réponses couplées non linéaires de plusieurs composants du système de la terre (océans, atmosphère, eaux continentales, glaciers, etc).

Les marégraphes fournissent une mesure relative du niveau de la mer par rapport à la croûte terrestre. Or la croûte terrestre est soumise à une grande variété de mouvements verticaux, liés à la tectonique des plaques, aux déformations sismiques et volcaniques, à des phénomènes de subsidence, au rebond post-glaciaire, etc. Ces mouvements sont souvent mal connus et entâchent les enregistrements marégraphiques. Par ailleurs, la répartition géographique inégale des sites de mesure est une autre source potentielle d'erreur.

Depuis une douzaine d'années, avec Topex/Poséidon, on mesure très précisément les variations du niveau moyen global de la mer avec une couverture globale et une haute résolution temporelle (10 jours). Topex-Poséidon permet de mesurer les variations "absolues" du niveau de la mer avec une précision au delà de quelques dixièmes de mm/an. Les mesures indiquent qu'entre 1993 et 2004, le niveau moyen global de la mer s'est élevé à la vitesse moyenne de 3 mm/an (Cazanave et Nerem, 2004) (Figure 3.3).

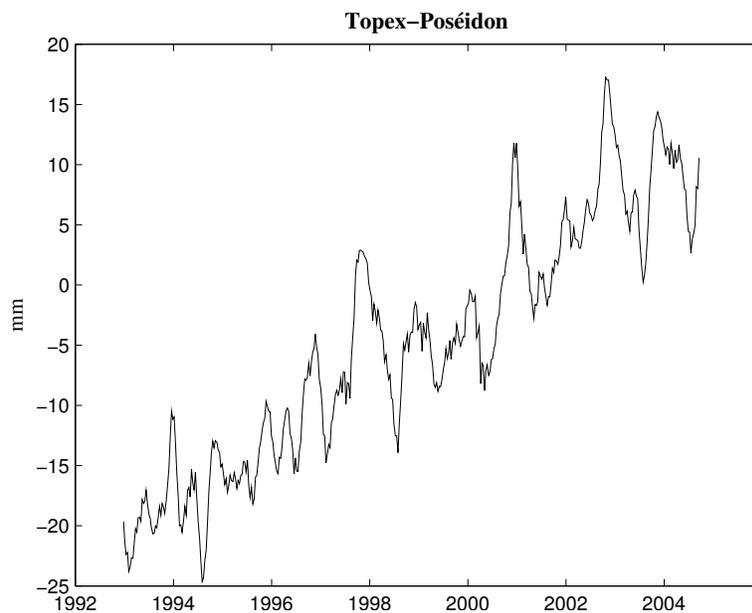


FIG. 3.3 – Variations interannuelles du niveau de la mer mesurées par Topex-Poséidon de 1993 à 2004, représentées en mm. Une moyenne glissante de 3 mois à partir des données mensuelles a été appliquée sur cette courbe.

En moyenne globale, les variations du niveau de la mer sont essentiellement expliquées par deux causes (Church et al., 2001) :

- les changements du volume des océans résultant de variations de densité de l'eau de mer,

appelé l'effet stérique ou expansion thermique,

- les échanges de masse d'eau entre les océans et les autres réservoirs : atmosphère, eaux continentales (humidité des sols, couverture neigeuse, eaux souterraines, rivières, lacs, glaciers) et calottes polaires.

Aux variations à long terme (séculaire, décennales) (voir la section 5.1), se superposent des oscillations saisonnières du niveau moyen de la mer. Plusieurs études ont analysé les oscillations saisonnières du niveau moyen à partir des observations de Topex/Poseidon et tenté d'en comprendre les causes (Chen et al., 1998, Minster et al., 1999, Cazenave et al., 2000). Ces études ont montré que le cycle annuel moyen déduit de Topex/Poseidon a une amplitude de l'ordre de 4 mm, avec un maximum en automne. En moyenne globale, l'expansion thermique basée sur la climatologie de Levitus et al. (1994a,b) a aussi une amplitude d'environ 4 mm mais est en opposition de phase avec l'observation. Lorsqu'on soustrait l'expansion thermique au cycle annuel moyen observé, on obtient donc un terme résiduel d'amplitude 8-9 mm, maximum en août-septembre. Ce terme résiduel est dû aux apports d'eaux continentales. Les études de Chen et al., Minster et al. et Cazenave et al. ont montré, sur la base de confrontations avec divers modèles globaux de surface, que c'est la neige qui contribue le plus (pour 6-7 mm) au cycle annuel de masse de l'océan. L'eau des sols et la vapeur d'eau atmosphérique ont pour leur part des contributions de l'ordre de 2 mm mais avec des phasages différents. Ces études ont montré que l'on arrive à expliquer au premier ordre le bilan total de masse d'eau du système Terre (masses d'eaux terrestres, océaniques et atmosphérique) à l'échelle de temps saisonnière.

La figure 3.4 représente le cycle saisonnier moyenné sur la période de 1993 à 1998 pour le niveau de la mer mesuré par Topex-Poséidon (courbe noire), les changements du volume des océans (courbe bleue) et les variations de la vapeur d'eau dans l'atmosphère (courbe verte). La différence entre ces signaux permet d'évaluer une oscillation du niveau moyen global de la mer due uniquement aux échanges d'eau avec les continents (courbe rouge). Le signal mesuré par Topex-Poséidon est presque constant de Janvier à Juin car la contribution du réservoir d'eau continentale est en opposition de phase avec l'effet stérique pendant ces mois ci. Le niveau de la mer atteint son maximum de 6 mm en Octobre.

Dans la suite de cette section, on va étudier plus en détail les composantes qui contribuent aux variations du niveau de la mer.

3.2.1 Changement du volume de l'océan : l'effet stérique

Comme nous l'avons vu, le signal mesuré par Topex-Poséidon ne représente pas le changement de la masse d'eau totale dans l'océan. C'est une combinaison des changements de volume et de masse. Le changement de volume, ou bien l'effet stérique, est le résultat du changement de densité de l'eau de l'océan qui est lui-même la réponse à la variation de la température et de la salinité. Quand on ne s'intéresse qu'au changement de masse, il faut donc estimer l'effet stérique et le supprimer. Dans le cadre de cette thèse, afin de corriger cet effet, nous utilisons les données proposées par Ishii et al. (2003), qui sont basées sur des mesures historiques de température in

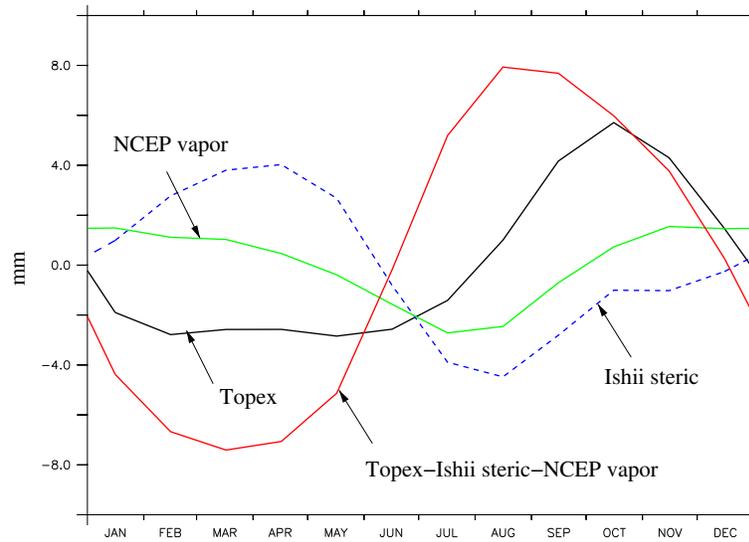


FIG. 3.4 – Moyenne sur la période de 1993-1998 du niveau de la mer mesuré par T/P (courbe noire), de l'effet stérique calculé en utilisant la température d'Ishii et al. (2003) (courbe bleue), de la vapeur d'eau dans l'atmosphère donnée par NCEP/NCAR Reanalysis (courbe verte) et du résidu ($T/P - steric - vapeur$) (courbe rouge). Le résidu représente l'échange d'eau entre les océans et les continents. Toutes les courbes sont représentées en équivalent au niveau de la mer.

situ. Cette base de données est mensuelle pour la période de 1950 à 1998, et pour une résolution spatiale de $1^\circ \times 1^\circ$ avec 14 couches dans les 500 m supérieurs de l'océan. Pour estimer le niveau de la mer associé à l'effet stérique pendant un mois donné, on a calculé le changement de densité par rapport à une densité de référence à n'importe quel niveau et point de grille selon l'expression classique avec laquelle la densité est obtenue en plusieurs étapes (Gill, 1982).

La densité de l'eau ρ (kg/m^3) est une fonction de température T ($^\circ\text{C}$), salinité S (g sel/kg l'eau) et pression p (kPa) :

$$\rho = \rho(T, S, p) \quad (3.1)$$

La pression dans la colonne d'eau augmente avec la profondeur et dépend de la distribution verticale de la densité de l'eau. La hauteur stérique est calculée grâce à la formule :

$$h(z_1, z_2) = \int_{z_1}^{z_2} \frac{\Delta\rho(T, S, p)}{\rho_0(p)} dz \quad (3.2)$$

$h(z_1, z_2)$ représente, en fonction de température et salinité observées, l'augmentation de hauteur de la colonne d'eau comprise entre les profondeurs z_1 et z_2 pour $T = T_0 = 0^\circ\text{C}$ et $S = S_0 = 35.0$ g/kg.

La figure 3.4 montre que l'amplitude de la contribution stérique annuelle est de l'ordre de 4 mm. Le maximum et minimum sont atteints respectivement en Avril et en Août.

3.2.2 Changement de la masse d'eau

Au niveau global, la conservation de masse d'eau implique :

$$\Delta M_{ocean} + \Delta M_{vapeur\ d'eau} + \Delta M_{eau\ continentale} + \Delta M_{cryosphere} = 0 \quad (3.3)$$

où ΔM est le changement de masse d'eau à l'intérieur des quatre réservoirs principaux : océans, atmosphère, continents et cryosphère. La cryosphère (sans les glaces de mer, qui ne contribuent pas aux variations du niveau de la mer) comprend l'Antarctique et le Groenland.

Pour une variation moyenne globale de la masse d'eau dans un réservoir autre que l'océan, on obtient une variation moyenne en équivalent au niveau de la mer par la formule ci-dessous :

$$\Delta h = -\Delta l \times \frac{S_{reservoir}}{S_{ocean}} \quad (3.4)$$

où Δh est la variation de l'eau dans le réservoir en équivalent au niveau de la mer, unité en mm ; Δl est la variation moyenne du contenu en eau du réservoir ; $S_{reservoir}$ est la surface du réservoir (égale 1.362×10^8 km² pour les continents, 5.1×10^8 km² pour l'atmosphère, 0.351×10^8 km² pour la cryosphère) ; S_{ocean} est la surface des océans, égale 3.387×10^8 km². Ces chiffres sont donnés par les simulations de MCG LMDZ.

Dans la suite de ce travail, lorsqu'on étudie les variations de masse d'eau dans un réservoir, on utilisera toujours l'équation 3.4 pour convertir ces variations en variations du niveau de la mer. Ceci nous permettra de comparer toutes les variations de masse dans différents réservoirs en hauteur de mer équivalente et de les comparer à des mesures évaluées par Topex-Poséidon.

Variations de la vapeur d'eau dans l'atmosphère

Une hypothèse généralement admise est : la masse moyenne annuelle de l'atmosphère sèche est conservée (Trenberth and Guillemot, 1994). Ainsi n'importe quelle variation annuelle des champs moyens globaux (océans plus continents) de pression doit refléter une variation du contenu de vapeur d'eau. Dans cette étude, nous utilisons les vapeurs d'eau de 1948 à présent, données par les 50 ans de réanalyse du centre NCEP-NCAR (Kistler et al., 2001). L'amplitude du cycle annuel dû à cette quantité (toujours en équivalent au niveau de la mer) est de 2 mm, qui atteint son maximum en décembre-janvier (Figure 3.4).

Variations de l'eau continentale, dérivées par les observations

On a aussi reporté sur la figure 3.4 la différence entre la mesure par Topex-Poséidon et les deux évolutions dues à l'effet stérique et la vapeur d'eau. Cette différence, qui est dérivée à partir des observations, correspond à la contribution du réservoir d'eau continentale à la variation du niveau de la mer. C'est un cycle saisonnier avec un minimum vers mars et un maximum vers août-septembre.

Dans les sections suivantes, nous allons analyser les prédictions du modèle ORCHIDEE pour le cycle annuel moyen du niveau de la mer, en utilisant la même démarche que dans les études de Chen et al. (1998), Minster et al. (1999), Cazenave et al. (2000). Dans un deuxième temps, nous allons nous intéresser à deux cycles annuels successifs coïncidant avec l'événement ENSO de 1997-1998 et allons mettre en évidence des différences de réponse du niveau de la mer entre 1997 et 1998 (Ngo-Duc et al., 2005a).

3.3 ORCHIDEE forcé par ISLSCP-I

Le modèle de surface ORCHIDEE permet d'estimer les échanges saisonniers de masse d'eau entre les continents et les océans. Dans cette partie du rapport, on étudie d'abord les variations saisonnières de ces quantités, sorties du modèle ORCHIDEE. Puis, on les compare avec la mesure altimétrique de la mission Topex-Poséidon. La formule 3.4 nous sert à calculer les variations saisonnières des eaux continentales en variations équivalentes du niveau de la mer.

3.3.1 Expérience numérique

Dans cette section, on étudie une simulation "off-line". ORCHIDEE est forcé par des données atmosphériques de haute qualité fournies grâce à un projet international : ISLSCP-I (International Satellite Land-Surface Climatology Project, Initiative I) (Meeson et al., 1995). ISLSCP a été établi dans 1983 dans le cadre du programme environnemental des Nations Unies pour favoriser l'utilisation des données satellites des surfaces de la terre. ISLSCP-I, un projet pilote d'ISLSCP, a produit les premières données des couvertures de la terre, des forçages atmosphériques (précipitation, température, humidité de l'air, pression à la surface, rayonnements, vent) sur l'ensemble des continents pour les deux années 1987-1988. L'Antarctique et le Groënland ne sont pas pris en compte. Les forçages atmosphériques ont une résolution spatiale de $1^\circ \times 1^\circ$ et une résolution temporelle de 4 fois par jour. Ils ont été développés et utilisés dans le cadre du projet GSWP-1 (Global Soil Wetness Project) (Dirmeyer et al., 1999) qui a pour but de déterminer une climatologie de l'humidité des sols qui n'existe pas à l'heure actuelle. De plus ce projet permet de comparer les différents modèles de surface et d'étudier les sensibilités des spécifiques paramétrisations et forçages, qui devraient faciliter le futur développement des modèles et des données.

3.3.2 Comparaison avec Topex-Poséidon

La figure 3.5 compare le niveau de la mer mesuré par Topex-Poséidon (après avoir corrigé l'effet stérique et la vapeur d'eau des 50 ans de réanalyse de NCEP-NCAR) à la contribution hydrologique totale sortie d'ORCHIDEE (somme de l'humidité du sol et la neige).

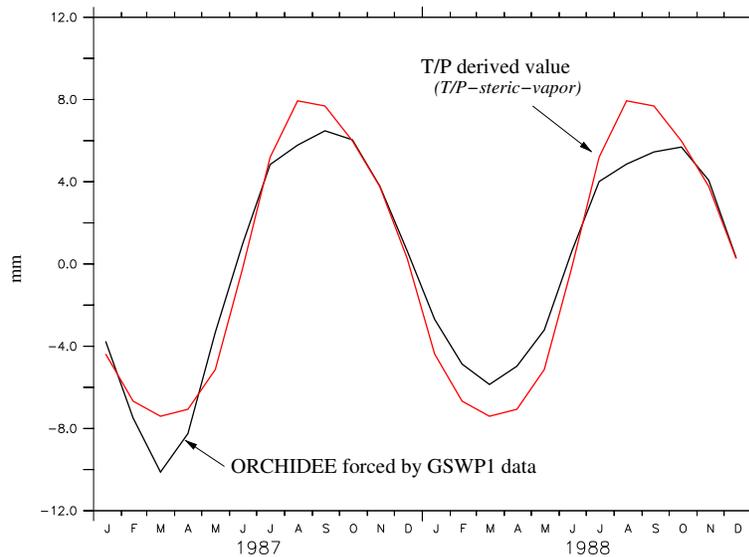


FIG. 3.5 – Variations de l'eau continentale exprimées en équivalent du niveau de la mer. Comparaison entre les sorties du modèle ORCHIDEE pour 1987-1988 (courbe noire) et les observations moyennées entre 1993 et 1998 (courbe rouge).

Les deux courbes sont en bon accord bien qu'elles soient tracées à partir de données complètement différentes. Elles varient en phase, avec un maximum vers juillet-août et un minimum en mars. La simulation montre clairement des variations interannuelles entre les deux années 1987-1988. Il faut noter également que 1987 et 1998 sont les deux années des événements d'ENSO. L'étude de ce signal interannuel est sans doute intéressant et peut nous aider à mieux comprendre la réponse de la branche d'eau continentale aux événements extrêmes comme ceux d'El Niño et La Niña. Pourtant, dans cette présente étude, la période de la simulation (1987-1988) est différente de celle des observations (1993-1998). Cette différence ne nous permet pas d'aller plus loin dans la compréhension du signal interannuel. La section 3.4 de cette thèse sera consacrée à l'étude de ce signal pour les deux années 1997-1998 en utilisant une simulation couplée entre ORCHIDEE et LMDZ MCG, qui couvre la période des observations.

Les différences entre les deux courbes de la figure 3.5 viennent de plusieurs sources :

- l'incompatibilité des périodes comparées : celle des observations est de 1993 à 1998 tandis que celle de la simulation n'est que pour 1987 et 1988,
- Topex-Poséidon ne nous donne des informations que dans la zone de 66°N à 66°S. On n'a pas donc de variation observée de masse des océans dans les régions de hautes latitudes,
- l'Antarctique et le Groënland ne sont pas pris en compte dans la simulation. D'après les

estimations de Cazenave et al. (2000), la contribution de l'Antarctique au niveau de la mer peut atteindre une amplitude de 2.8 mm,

- dans cette étude, on a négligé les variations saisonnières des sous-réservoirs des eaux continentales (fleuves, eaux souterraines, lacs),
- un grand nombre d'incertitudes peuvent encore être évoqués : incertitudes sur les données de température pour calculer l'effet stérique, sur les réanalyses du NCEP-NCAR pour calculer la contribution de la vapeur d'eau, sur les données de Topex-Poséidon, sur la simulation.

3.3.3 Comparaison avec les modèles ISBA et LaD

On compare ici rapidement les contributions au niveau de la mer de l'eau continentale sortie de trois modèles de surface, qui sont forcés par les mêmes forçages de l'ISLSCP-I. Les trois modèles sont : ORCHIDEE du LMD, ISBA (Interactions Sol-Biosphère-Atmosphère) de Météo France (Douville, 1998 ; Habets et al., 1999) et LaD (Land Dynamics model) du Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) (Milly and Shmakin, 2002).

La figure 3.6 trace en même temps les contributions hydrologiques totales (somme de la neige et de l'humidité du sol) à la variation du niveau de la mer des trois modèles. Le signal dérivé des données de Topex-Poséidon y est aussi superposé.

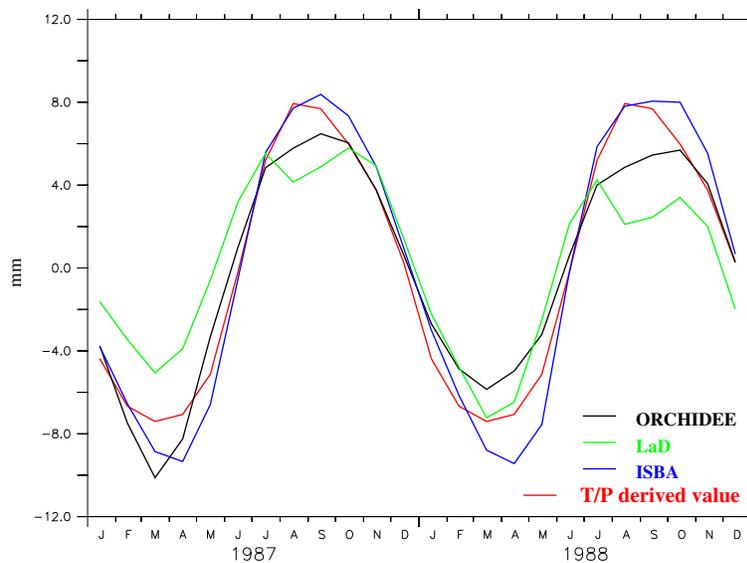


FIG. 3.6 – Variations de l'eau continentale exprimées en équivalent du niveau de la mer. Comparaison entre les observations moyennées entre 1993 et 1998 (courbe rouge) et les sorties des modèles pour 1987-1988 : ORCHIDEE (courbe noire), ISBA (courbe bleu) et LaD (courbe verte).

Tout d'abord, on peut constater que les trois modèles simulent une évolution saisonnière qui est en accord avec Topex-Poséidon. L'amplitude simulée par le modèle ISBA est plus proche des

observations que les deux autres modèles. Nous verrons dans la suite que ceci est dû au fait que le modèle ISBA simule une plus grande amplitude des variations saisonnières de la neige.

On peut aussi noter que les variations saisonnières des deux années 1987 et 1988 sont très semblables pour ISBA. Rappelons que le signal présenté dans cette figure pour Topex-Poséidon est la moyenne sur les 9 années de mesure et qu'on attend des variations entre 1987, qui est une année El Nino et 1988, qui est une année La Nina. Les modèles LaD et ORCHIDEE présentent une différence de 2 mm entre ces deux années.

La contribution des différents réservoirs d'eau est analysée par ces trois modèles et les résultats sont présentés dans la figure 3.7. La neige contribue le plus au changement annuel de la masse de la mer, ce qui est en accord avec les résultats de Chen et al. (1998), Minster et al. (1999), Cazenave et al. (2000). Les trois modèles donnent une variation de la neige en phase. Elle ne change pas d'une année à l'autre. Cependant, la neige simulée par ISBA a une amplitude d'environ 2 mm de plus par rapport à ORCHIDEE et LaD. Ce fait explique pourquoi le modèle ISBA est plus proche Topex-Poséidon au niveau de l'amplitude.

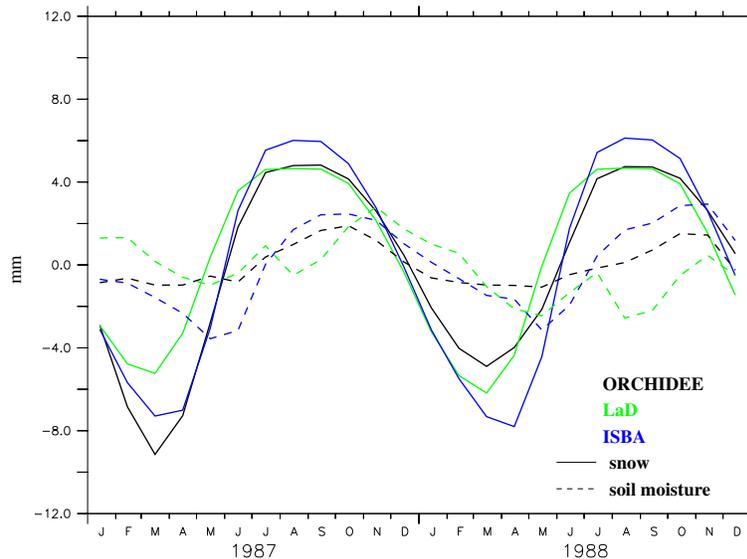


FIG. 3.7 – Variations de la neige (courbe solide) et de l'humidité du sol (courbe pointillée) sur les continents exprimées en équivalent du niveau de la mer ; courbe noire : ORCHIDEE ; courbe bleu : ISBA ; courbe verte : LaD.

L'humidité du sol simulée par les trois modèles est très différente. ISBA modélise une amplitude bien supérieure aux deux autres modèles. Il apparaît un cycle saisonnier régulier pour ORCHIDEE et ISBA avec un maximum vers le mois d'octobre et un minimum vers le mois de mai alors que la variation simulée par LaD comporte des fluctuations non saisonnières. D'autre part, la variation interannuelle entre 1987 et 1988 apparaît de manière très claire dans ce graphique pour les modèles ORCHIDEE et LaD. Le modèle ISBA simule une variation bien faible entre les deux années.

Cette section a évalué l'évolution saisonnière et a commencé à aborder l'évolution interan-

nuelle de l'eau continentale. La comparaison des observations de Topex-Poséidon et des résultats du modèle ORCHIDEE a montré que la modélisation des échanges d'eau sur les surfaces continentales est capable de reproduire le cycle annuel des réservoirs d'eau et de neige sur les continents. Le modèle ORCHIDEE simule une variation entre les deux années 1987 (El Niño) et 1988 (La Niña) tandis que cette variation n'existe pas avec ISBA. L'étude préliminaire obtenue ici nous a motivé pour faire une étude plus approfondie des variations interannuelles de l'eau continentale. Cette étude sera présentée dans la section suivante.

3.4 Article publié dans *J. Geophys. Res.* : L'eau continentale durant l'événement d'ENSO 1997-1998

Le phénomène El Niño (l'enfant Jésus) est décrit par les péruviens comme un courant chaud dirigé vers le Sud apparaissant le long des côtes du Pérou au moment de Noël. Ce réchauffement peut être plus intense et plus étendu spatialement et temporellement certaines années. Le système couplé océan-atmosphère est complètement modifié dans le Pacifique tropical, avec un déplacement de l'énorme réservoir d'eaux chaudes, habituellement à l'Ouest du bassin, vers l'Est du Pacifique. Cela a des impacts climatiques sur une grande partie du globe : des inondations catastrophiques créées par des pluies abondantes apparaissent en Equateur et au Pérou, de terribles feux de forêt en Indonésie favorisés par la sécheresse. El Niño est en fait la phase chaude d'un cycle climatique couplé. Ce cycle appelé ENSO (El Niño-Southern Oscillation) a une période très variable de 2 à 7 ans. Il comporte en général une phase chaude (El Niño) suivi d'une phase froide (La Niña) mais l'intensité des deux phases est indépendante, et elles ne sont pas toujours observées toutes les deux au cours d'un cycle.

Pour pouvoir limiter tous les dégâts associés à l'événement d'ENSO ainsi que pour profiter et exploiter au mieux la modification climatique associée, la prévision d'ENSO apparaît très utile. Pour mieux le prévoir, il est important de mieux le comprendre. Le présent chapitre a pour but d'étudier les variations du niveau moyen global de la mer durant le fameux ENSO 1997-1998, dues au réservoir de l'eau continentale.

3.4.1 Résumé de l'article

L'introduction de l'article présente les motivations du travail. Jusqu'à maintenant, de nombreuses études ont étudié le cycle saisonnier des échanges d'eau entre les continents et les océans grâce aux modèles de surface et les données de Topex-Poséidon (par exemple : Cazenave et al. (2000), Chen et al. (2002)). Notre papier se focalise sur l'étude de la modification du cycle saisonnier de ces échanges d'eau. Durant la période d'observation de Topex-Poséidon (1992-présent), les deux années 1997 et 1998 représentent un événement d'ENSO très prononcé. Les contrastes de la contribution de l'eau continentale au niveau de la mer de ces deux années font donc l'objet de notre étude.

Les expériences numériques de cette étude sont des simulations couplées entre le modèle de surface ORCHIDEE et le MCG atmosphérique du LMD. Ces simulations sont forcées par les températures de surface de la mer et les couvertures de glace de mer, fournies pour les expériences AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project) pour la période de 1979 à 1999. Dans ces simulations, on a activé le schéma de routage dans ORCHIDEE. Une comparaison de la précipitation simulée par la simulation AMIP et donnée par le CRU (Climate Research Unit) (New et al., 2000) a été effectuée. Bien que cette comparaison montre quelques différences entre la simulation et les observations, notamment en regardant les détails géographiques, la précipitation du modèle semble globalement réaliste.

La contribution de l'eau continentale au niveau de la mer, d'après la simulation AMIP est ensuite comparée avec celle dérivée des données de Topex-Poséidon corrigées de l'expansion thermique. Nous prouvons que les variations saisonnières du stockage de l'eau continentale sont bien représentées dans le modèle. Le changement d'amplitude entre les deux années contrastées, 1997 et 1998, observées par l'altimétrie spatiale, est également simulé.

Nous analysons le rôle de chaque composant des flux simulés de l'eau (précipitation, évaporation et ruissellement) sur les variations annuelles et interannuelles de la masse d'eau continentale. La différence entre les deux années 1997 et 1998 est pour une partie essentielle due à la précipitation dans la zone de 20°N à 20°S des continents. Cette analyse souligne le rôle important des régions tropicales dans la variabilité interannuelle du climat.

Dans cette étude, nous montrons aussi que, en présentant un schéma de routage dans le modèle ORCHIDEE, la contribution simulée de l'eau continentale au niveau de la mer est retardée de 15 jours et améliore la représentation du cycle global quand on la compare aux données dérivées des observations de Topex-Poséidon. Ce retard correspond au temps moyen pour l'eau d'atteindre l'océan en s'écoulant à travers le réseau hydrographique.

Article

Contribution of continental water to sea level variations during the 1997-1998 El Niño-Southern Oscillation event : Comparison between Atmospheric Model Intercomparison Project simulations and Topex-Poséidon satellite data

T. NGO-DUC¹, K. LAVAL¹, J. POLCHER¹, A. CAZENAVE²

¹ Laboratoire de Météorologie Dynamique, CNRS, Paris, France

² Laboratoire d'Etude en Géophysique et Océanographie Spatiales, Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale, CNES, Toulouse, France

Received 22 April 2004 ; accepted 15 February 2005 ; published 3 May 2005.

Citation : Ngo-Duc, T., K. Laval, J. Polcher, and A. Cazenave (2005), Contribution of continental water to sea level variations during the 1997-1998 El Niño-Southern Oscillation event : Comparison between Atmospheric Model Intercomparison Project simulations and TOPEX/Poseidon satellite data, *J. Geophys. Res.*, 110, D09103, doi :10.1029/2004JD004940.

Abstract

Satellite altimetry from Topex-Poséidon (T/P) is used to estimate the variation of the global sea level. This signal, once corrected for steric effects, reflects water mass exchange with the atmosphere and land reservoirs (mainly ice caps, soils and snow pack). It can thus be used to test the capacity of General Circulation Models (GCMs) to estimate change in land water storage.

In this study, we compare the land hydrology contribution to global mean sea level variations during the major 1997-1998 El Niño-Southern Oscillation (ENSO) event from two data sets : (1) the results of the Organizing Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems (ORCHIDEE) land surface scheme, developed at the Institute Pierre Simon Laplace, coupled to the Laboratoire de Météorologie Dynamique Atmospheric General Circulation Model (LMD AGCM) and (2) the T/P-based estimates. We show that the seasonal variation of the continental water storage is well represented in the model. The drastic amplitude change between the two contrasted years, 1997 and 1998, observed from satellite altimetry, is also simulated.

We analyze the role of each component of simulated water fluxes (precipitation, evaporation and runoff) in determining the range of annual continental water mass variation and its interannual variability. The difference between the two years, 1997 and 1998, is, for an essential part, due to land precipitation in the 20°N-20°S domain. This analysis emphasizes the important role of tropical regions in interannual variability of climate.

3.4.2 Introduction

A number of previous studies have shown that, at the annual frequency, the global mean sea level, as measured by Topex-Poséidon (T/P) altimetry, results from two main contributions : thermal expansion of the oceans and water mass exchanged with other surface reservoirs (atmosphere, land water reservoirs, and ice caps) (Chen et al., 1998 ; Minster et al., 1999 ; Cazenave et al., 2000 ; Chen et al., 2002). These studies showed in particular that while the observed annual mean sea level has an amplitude of about 4 mm, correcting for thermal expansion gives a residual signal of about 8-9 mm, i.e., twice the observed signal. This is so because thermal expansion has an amplitude of also about 4 mm, in terms of global mean, but is almost out of phase compared to the observed annual sea level. The residual signal represents a volume of about 3000 km³ added/removed seasonally to the oceans. A small contribution comes from atmospheric water vapor (2 mm equivalent sea level or 670 km³).

Most of the remaining results from seasonal change in soil water, underground water and snow pack. Comparison with outputs of global hydrological models showed that snow is by far the largest contribution (Cazenave et al., 2000 ; Chen et al., 2002).

So far, similar approaches applied to the interannual/decadal signal have been hampered by several problems : until recently lack of long term ocean temperature and land water balance time series, uncertainty of contributions from mountain glaciers and ice cap melting. Recently Milly et al. (2003) used the Land Dynamics (LaD) global hydrological model to estimate for the period 1981-1998, the sea level changes associated with climate-driven changes in storage of water as snow pack, soil water and ground water. They found a small positive sea level trend, of 0.12 mm yr⁻¹ over this 18-year period, corresponding to a downtrend in continental water storage. However, substantial interannual anomalies in land water storage, hence sea level, were reported, mostly driven by interannual variations in precipitations in humid equatorial and mid to high latitude regions.

Over the period of T/P observations (from 1992 to present), the two years 1997 and 1998 represent a very strong El Niño-Southern Oscillation (ENSO) event. In this study, we focus on the interannual variability of continental water between these two contrasted years.

We infer the continental water budget, using the T/P altimetry data and the recently released historical data of ocean subsurface temperature from Ishii et al. (2003). The drastic change between the two years, 1997 and 1998, is compared to the result obtained by a LMD GCM numerical experiment which simulates the interannual variation of climate, using prescribed sea

surface temperature (SST).

3.4.3 Description of the numerical experiment

Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP) is a standard experimental protocol for global AGCMs. It provides a community-based infrastructure in support of climate model diagnosis, validation, intercomparison, documentation and data access. This framework enables a diverse community of scientists to analyze AGCMs in a systematic fashion, a process which serves to facilitate model improvement.

The AMIP experiment itself is simple by design ; an AGCM is constrained by realistic SST and sea ice cover from 1979 to near present, with a comprehensive set of fields saved for diagnostic research.

In this study the AMIP simulation performed with the LMD GCM is used for estimating the time-varying storage of continental water. The version of the LMD GCM used here has a regular grid with a resolution of 96 points in longitude, 72 points in latitude and 19 levels. A general description of this version of the LMD GCM is available from Hourdin et al. (2002) and Li (1999) ; nevertheless it is useful to recall some of the model aspects which are relevant for the present study. The lower boundary conditions used for this simulation are the SST and sea ice cover provided for the AMIP experiments over the 1979-1999 period.

The grid of the LMD GCM has for each mesh a fractional cover for land, glaciers, sea ice and ocean. This ensures that the area of the four surfaces is very close to reality. The water balance is exact for the atmosphere and all surfaces except the ocean which is an infinite source of moisture. This limit on the simulated water cycle is not relevant for this study as the water mass changes over the ocean will be diagnosed as the residual from the 4 other systems.

As the main component which acts on the water mass changes in the ocean is the continental surface, a few comments on the LSM are in order here. Land surface processes are simulated by the ORganizing Carbon and Hydrology In Dynamic EcosystEms (ORCHIDEE) LSM. This model represents the water and energy cycle, the carbon cycle as well as the ecological processes. However, for this study we have only used the water and energy cycle component which is derived from Schématisation des Echanges Hydriques à l'Interface entre la Biosphère et l'Atmosphère (SECHIBA) (de Rosnay and Polcher, 1998 ; Ducoudré et al., 1993). This model has a two meter deep soil moisture reservoir which is split into two levels. The soil moisture can evaporate through the vegetation or directly from the bare soil. The water which leaves the soil moisture reservoir either through runoff or drainage is stored in the three reservoirs of the routing scheme and cascades progressively toward the oceans (See Figure 2.3). The routing scheme is based on a simple linear cascade of reservoirs as used, for instance, by Hagemann et Dümenil (1998). Each reservoir is characterized by a different time constant with the fastest being considered as the stream flow. A more detailed description of this configuration of ORCHIDEE is available from Verant et al. (2004). Generally, runoff routing schemes compute the river flows in

an off-line mode, using output of runoff simulated by GCMs or land surface schemes (Ducharne et al., 2003). In this experiment, the river routing scheme was included in the LMD GCM.

In this study, AMIP simulation is used to analyze the terrestrial water variations. Before doing such analysis, it is thus important to show that the model simulates continental precipitation rather realistically. Figure 3.8 shows the averaged 1979-1999 land precipitation for the simulation and the Climate Research Unit (CRU) data (New et al., 2000), which is a high-resolution (0.5°) gauge-only product for the 1901-2000 period. The figure shows that the intertropical convergence zone is well simulated. Over South America, the precipitation rate exceeds 4 mm d^{-1} over a large domain, covering Colombia, Peru, Brazil. However, these high values do not extend as much as in the CRU data, towards Venezuela and Paraguay. Over Africa, the rain belt appears over tropical forest but, also, does not extend enough towards the north. The strong maximum over Indonesia and Malaysia are well simulated. Over southern middle latitudes, one may note a non realistic maximum over Patagonia and too dry signal over northeast Australia. The high precipitation rate over the two coasts of North America appears in the simulation but does not extend sufficiently, for example over the Mississippi basin.

Although this comparison shows some biases of the simulated precipitation, the overall pattern seems sufficiently realistic for the following study.

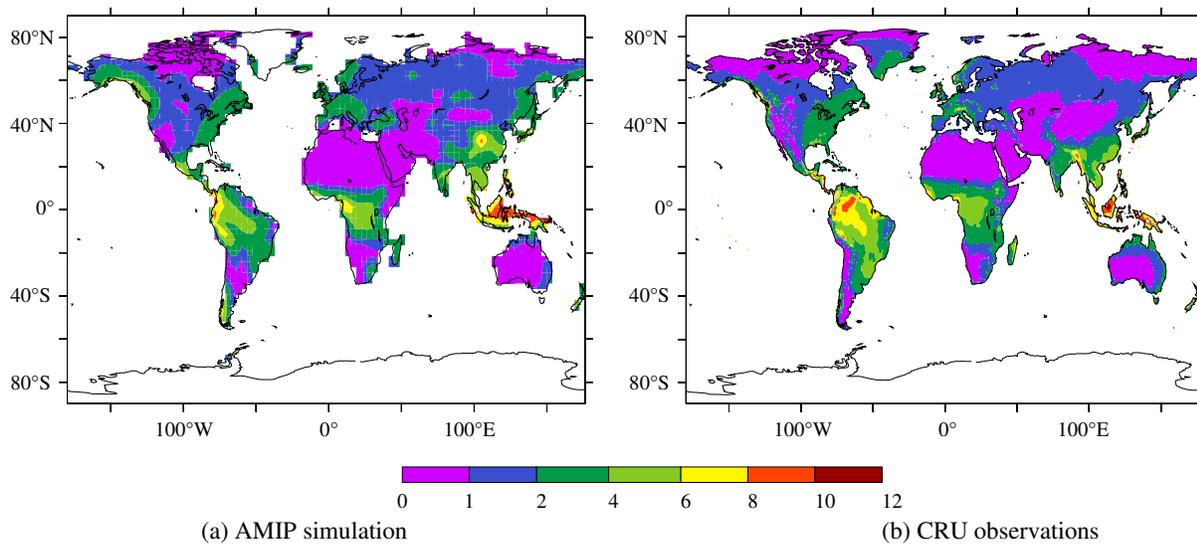


FIG. 3.8 – Global mean value of land precipitation from 1979 to 1999. (a) AMIP simulation. (b) CRU observation. Units in mm d^{-1} .

3.4.4 Water mass change inside the oceans

T/P altimetry data for 1993-2002 are analyzed to estimate the seasonal variation of the global mean sea level. Data processing accounts for the most recently updated Geophysical Data Records (Aviso, 2003). The inverted barometer correction associated with the instantaneous local

response of sea level to atmospheric pressure variations has been applied as explained by Minster et al. (1999). To estimate the seasonal signal over 1997 and 1998, the sea level time series have been detrended. The positive trend, amounting 3 mm yr^{-1} over the 1993-2003, mostly results from warming of the world ocean plus mountain glacier and ice sheets melting (Cazenave and Nerem, 2004).

To correct for thermal expansion (also called steric effect), we used historical data of ocean subsurface temperature made recently available by Ishii et al. (2003). This data set consists of monthly $1^\circ \times 1^\circ$ gridded ocean temperatures and associated uncertainties, down to 500 m for 1950-1998. It has been derived from objective analysis methods applied to the raw temperature data (see Ishii et al. (2003) for a detailed description of the data).

To estimate the steric sea level for a given month, we computed density change with respect to a reference density at any level and grid point according to the classical expression in which the density is obtained in a sequence of steps (Gill, 1982).

Figure 3.9a and 3.9b show detrended T/P sea level, steric correction and residual signal (T/P sea level minus steric effect) for 1997 and 1998, respectively.

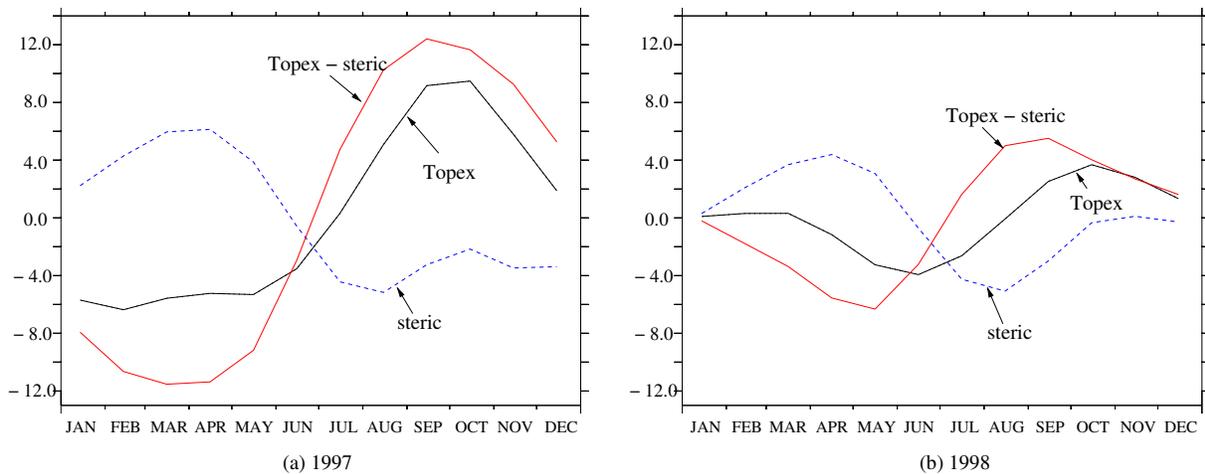


FIG. 3.9 – T/P-derived sea level (black curve). Steric sea level estimated from Ishii et al. data (blue curve). Residual signal (T/P sea level minus steric effect) (red curve). Units in mm.

Comparing Figure 3.9a and 3.9b indicates that the annual mean sea level is significantly different over the two years, with smaller amplitude in 1998 compared to 1997. On the other hand, the steric component, although not being exactly similar, shows less amplitude variation. As a consequence the residual signal exhibits strong difference between the two years.

For 1997, the residual signal has an amplitude of 12 mm, with minima occurring in April and maxima occurring in September. For 1998, it has an amplitude of 6 mm, with the minima in May and the maxima in September. The variability between the two years seems sufficiently large and significant to attempt to reproduce it with a climate model.

It is worth mentioning that a recent study by Willis et al. (2004) estimates the steric sea level change over 1993-2003 using in situ hydrographic data of various sources. Subtracting the steric sea level curve from the T/P-derived curve, they note that the residual displays a large peak during the year 1997, while in 1998, the residual curve shows rather a minimum. As discussed by Willis et al., such a behavior, which is in good agreement with our own results based on a different temperature data set, comes from water mass exchange with the continents.

3.4.5 Contribution of water vapor in the atmosphere to sea level variation

As discussed in previous studies, the residual signals shown in Figure 3.9a and 3.9b represent water mass changes inside the oceans which are related to water mass changes in the atmosphere and the terrestrial reservoirs according to the water mass conservation equation (e.g., Minster et al. (1999)) :

$$\Delta M_{oceans} + \Delta M_{watervapor} + \Delta M_{continentalwater} = 0 \quad (3.5)$$

where ΔM is the water mass change inside each of the three main reservoirs : oceans, atmosphere and continents.

To estimate the water vapor contribution, we used water vapor distribution simulated by the AMIP experiment. Corresponding contribution to global mean sea level is shown in Figure 3.10a and 3.10b for 1997 and 1998, respectively. In Figure 3.10, estimates based on the 50-year National Center for Environmental Prediction/National Centers for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) reanalysis (Kistler et al., 2001) are superimposed.

There is a clear agreement between the AMIP simulation and the NCEP/NCAR reanalysis, which gives us some confidence in the model results. For 1997, the water vapor contribution has its maximum (about 2 mm) in mid-January and its minimum (-3.1 mm) in mid-July. For 1998, the maximum, occurring in mid-December is about 2.5 mm. The minimum, occurring in mid-July is the same for NCEP/NCAR and AMIP results, with an amplitude of -3 mm. The differences between 1997 and 1998 in precipitable water are small compared to the sea level changes.

The water vapor contribution based on the NCEP/NCAR reanalysis has been subtracted from the residual signal shown in Figure 3.9. We call this new residual the "continental water contribution". Note that variations of continental water storage can also be estimated from moisture flux convergence over land (estimated with reanalysis data) and observed runoff after some corrections have been applied (e.g. Seneviratne et al., 2004), though this approach is difficult to apply in the present case due to the lack of runoff observations.

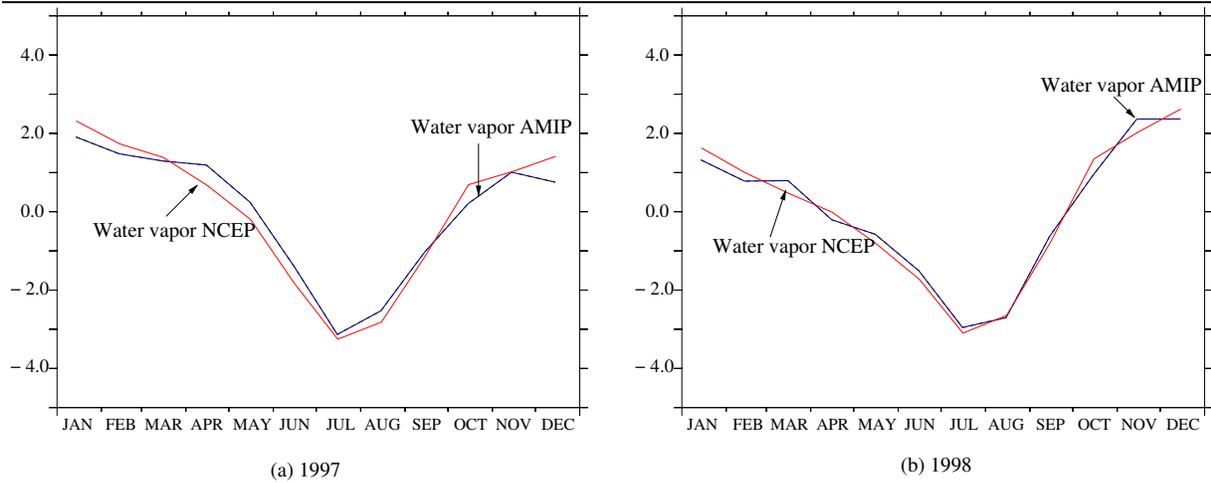


FIG. 3.10 – Water vapor contribution expressed in terms of equivalent sea level from AMIP (blue curves) and NCEP/NCAR (red curves). Units in mm.

3.4.6 Contribution of continental water to sea level variation

3.4.6.1 Comparing the GCM simulation with observations

The soil moisture and snow contents, which define the water storage over continents are assessed through the simulation of our climate model. In this analysis, we suppose that their changes induce instantaneously the level changes in the oceans. The continental water contribution corresponds to soil moisture and snow changes ; it is calculated in equivalent sea level variations via a multiplicative factor f :

$$f = -\frac{S_{continents}}{S_{oceans}} \quad (3.6)$$

where $S_{continents} = 1.362 \times 10^8 \text{ km}^2$ and $S_{oceans} = 3.387 \times 10^8 \text{ km}^2$ are the surface of the continents and the oceans, respectively, simulated in the model.

The continental water contribution to sea level variations is compared to T/P-derived values in Figure 3.11.

A sharp contrast between the two years is obtained with the LMD GCM. Although the simulated signals may have large differences with the observed ones, the drastic changes between 1997 and 1998 are clearly captured by the model.

For 1997, the continental water contribution rises up to 13.5 mm of amplitude for the observations and 10 mm for AMIP, with a maximum in mid-September and a minimum in March. For 1998, this contribution has a smaller amplitude in both observations and simulations. The maximum reaches only about 8 mm in August for the observations and 7 mm in September for

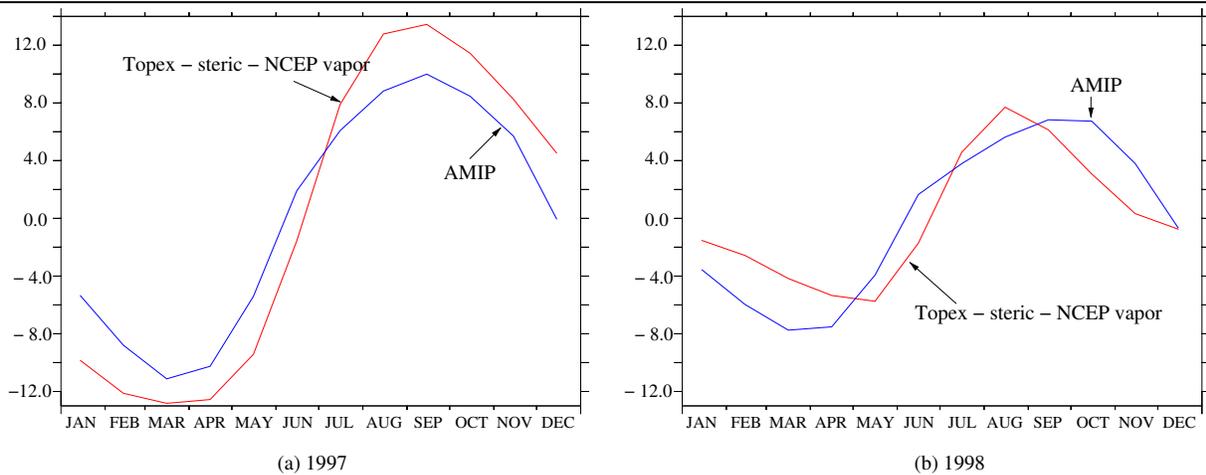


FIG. 3.11 – Contribution of continental water (snow and soil moisture) to sea level variations simulated by the AMIP simulations (blue curves) and given from the observations (red curves). Units in mm.

AMIP. The minimum, occurring in March-April for AMIP and in May for the observations is -8 mm and -6 mm, respectively.

The differences between AMIP and T/P-derived signals could be due to the following reasons :

- data uncertainties (error associated with the measures of T/P, the steric effect, the water vapor contribution) ;
- missing signal in the high-latitude oceans because the T/P satellite flies between 66°N and 66°S and the contribution of Greenland and Antarctica were neglected in the model ;
- uncertainties in soil moisture, snow and horizontal water simulations, due for a large part to errors in precipitation rates simulated by the GCM.

In the next section, we analyze the causes of the contrast that occurs between 1997 and 1998.

3.4.6.2 Processes that explain the interannual variability of sea level

In the LMD GCM, continental water variations are controlled by :

$$\frac{\partial W}{\partial t} = P - E - R \tag{3.7}$$

where W is continental water (sum of snow and soil moisture), P is precipitation, E is evaporation and R is runoff over the continents.

From the AMIP simulations, the averaged slopes of the curves of Figure 3.11 between April and September are computed by adding the contribution of the three components on the right-

hand side of equation 3.7 over these 6 months :

$$s = \frac{f}{6} \times \sum_{April}^{September} (P - E - R) \quad (3.8)$$

where s is the averaged slope and f is the ratio defined in equation 3.6.

From April to September, the continental water contribution to sea level increases more rapidly for 1997 than for 1998. The 1997 slope is thus greater than the 1998 slope during this time interval (Figure 3.11).

Table 3.1 shows the contribution of each term of the continental water storage, averaged over these 6 months. During this period, the sum of the evaporation and runoff rates are larger than the precipitation rate and the soil is drying. The drying is slower in 1998 than in 1997. This is due to a rather large precipitation increase in 1998 (0.33 mm d^{-1}). Although a sizeable runoff increase (60% of the precipitation increase) and a smaller one in evaporation occur, the last two contributions do not totally compensate the precipitation increase and the net effect is that the soil is wetter in 1998 compared to 1997. Thus, the sea level increases less in 1998 than in 1997.

Year	1997	1998
-P	-1.991	-2.321
E	1.561	1.638
R	0.737	0.928
-P+E+R	0.307	0.245

TAB. 3.1 – Precipitation, Evaporation and Runoff in the AMIP simulations, global mean value from April to September of 1997 and 1998. Units in mm d^{-1} .

Two questions arise : first to evaluate if this precipitation variation between the two years is realistically simulated ; then whether the hydrological balance provides any insight into the response of the other components to this variation. To assess the precipitation difference between the two years, precipitation observations are needed. It is known that there are uncertainties in precipitation estimates. For example, Fekete et al. (2004) have compared five monthly precipitation data sets and found some variations between the individual data sets. However, they showed that the overall precipitation pattern was fairly similar in each data set and the mean annual values were within 10% range. For this study, we choose CRU data set which, with the resolution of $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, can be used for an average over land more accurately than the others.

The zonal mean of the precipitation difference between 1998 and 1997, averaged from April to September for the AMIP simulation and CRU data, is represented in Figure 3.12. The observed results show a large maximum over equatorial latitudes that extends towards 20° in the northern hemisphere and two other local maximum at 30°S and 40°N . The negative values at 40°S and southward do not give contribution to the global signal because the land surface over these latitudes is really small, covers only 1.34% of global continental surface (according to the GCM simulation). Compared to the observations, the AMIP simulations roughly capture the observed

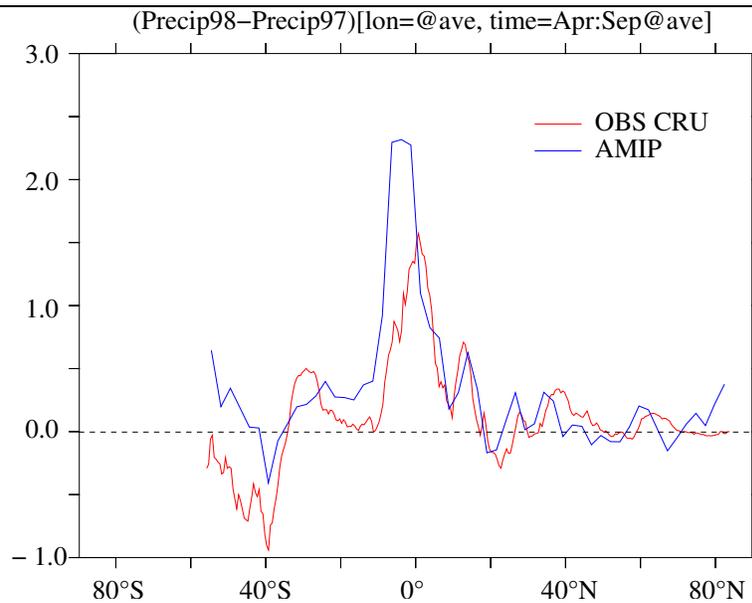


FIG. 3.12 – Difference of zonal average value from April to September for land precipitation between 1998 and 1997, simulated by AMIP (blue curve) and observed by CRU (red curve). Units in mm d^{-1} .

differences in precipitation between 1998 and 1997 and correctly locate the largest difference in the $20^{\circ}\text{S} : 20^{\circ}\text{N}$ latitudinal band, but with an overestimation in the southern part. The two other maximum, at 30°S and 40°N are not well simulated and can be found equatorward to the observations. At high latitudes, the model is not realistic. Figure 3.13 shows that the overestimation in the $10^{\circ}\text{S} : 0^{\circ}\text{N}$ latitudinal band comes principally from the overestimation of precipitation differences between 1998 and 1997 over the east of Brazil, the south of Africa and the north of Australia. When looking at geographical details, Figure 3.13 also suggests that the interannual variability might not be very well captured by the AMIP simulations, except the north of South America, some parts of Central Africa, India, Malaysia and Indonesia. The estimate of global mean (from April to September) land precipitation variation between the two years from CRU data set is 0.2 mm d^{-1} , which is less than 0.3 mm d^{-1} of model estimate. This difference is mostly due to the overestimation in the southern part.

Using the AMIP simulation, we determine if the precipitation changes, taken over the tropical continents only, are responsible of the sea level changes. The evolution of soil moisture, averaged from 20°S to 20°N , is expressed in equivalent sea level change, taking into account the surface of this latitudinal band of continents. The results (Figure 3.14) show that during 1997 the equivalent sea level height increases from April to September by 6 mm ; on the contrary, 1998 is a year when the contribution of tropical continental water is almost zero or slightly negative. Thus, the GCM simulation shows that the continental water storage, over tropical areas, is strongly reduced during 1997, when the precipitation anomaly is rather large. We have checked that the contribution of the other latitudes to this contrast was much smaller (less than 1 mm) in the GCM simulation, even over Antarctica and Greenland.

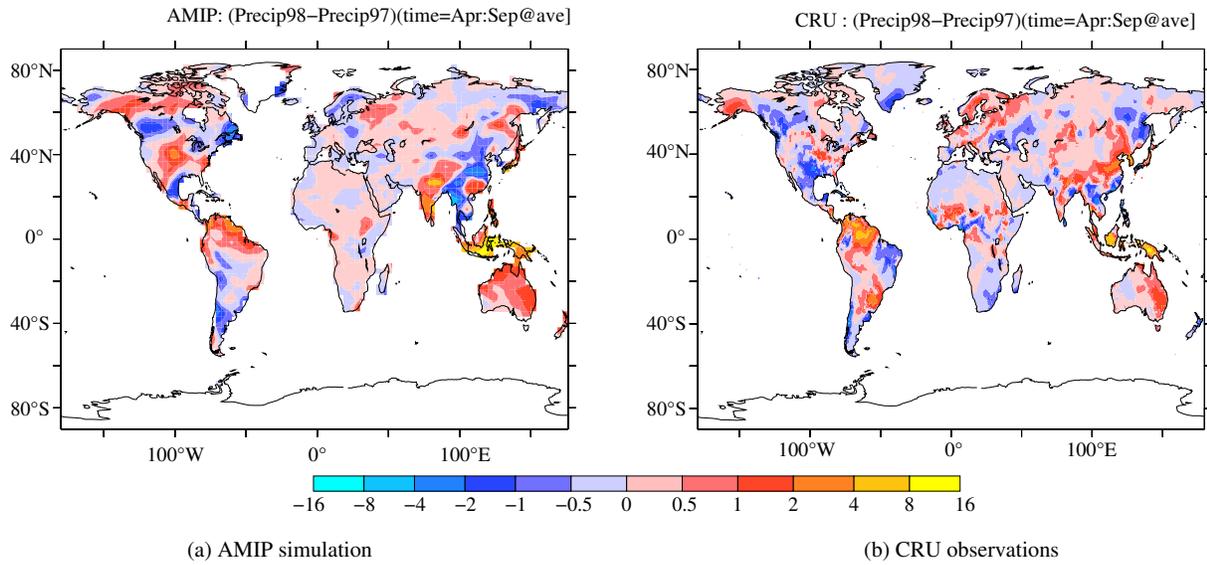


FIG. 3.13 – Difference of global mean value from April to September for precipitation between 1998 and 1997. (a) AMIP simulation. (b) CRU observations. Units in mm d^{-1} .

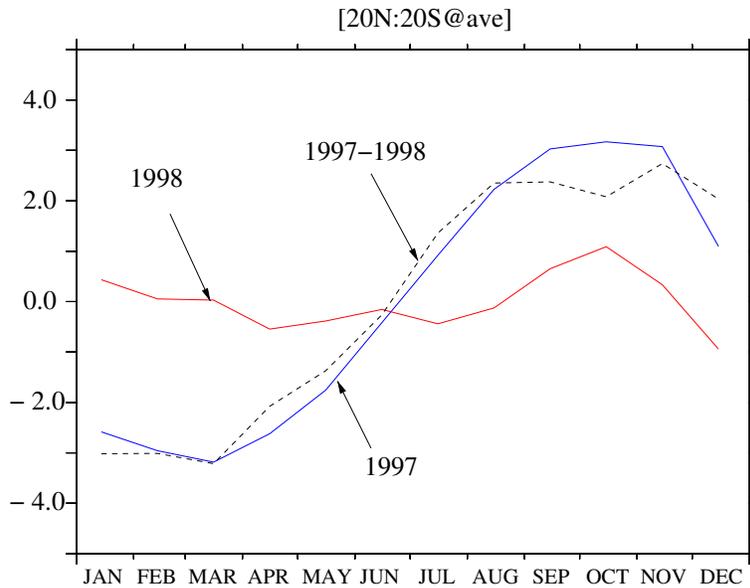


FIG. 3.14 – Seasonal variations of tropical continental water mass simulated by AMIP for 1997 (blue curve), for 1998 (red curve) and the difference between 1997 and 1998 (black dashed curve), expressed in terms of equivalent sea level. Units in mm.

We conclude that a major part of the interannual variability of the continental water storage between 1997 and 1998 comes from the strong variability of precipitation over the tropical continents (between 20°N and 20°S). Our results do not confirm the analysis of Chen et al. (2002), who attributed the contrast between the two years, 1997 and 1998, to a change in snow cover at high latitudes; their analysis was conducted with European Centre for Medium Range Weather Forecasting data. In LMD GCM, the precipitation variation over high latitudes has a relatively small effect.

3.4.6.3 Influence of the river routing scheme

In the previous discussions, we considered that the variations of water in the continental reservoirs (the drainage and the runoff) would be instantaneously injected to the sea reservoir, i.e., the time for water to run from the continents to the oceans was zero, which is not realistic. The ORCHIDEE scheme allows us to explore the time shift which is introduced by the river systems of the world between the soil-moisture and snow balance of the continents and the sea level changes.

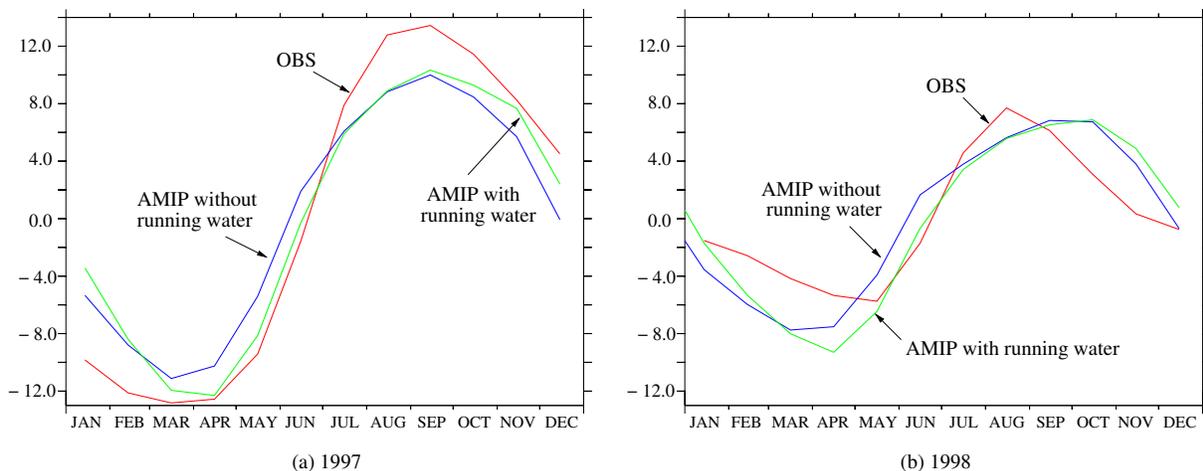


FIG. 3.15 – Contribution of continental water to sea level variations. Blue and green curves are AMIP without and with running water, and red curve is observation. Units in mm.

In figure 3.15, we show how the sea level contribution of simulated continental water (Figure 3.11) is shifted when we take into account the river systems. This contribution (green curves) has a phase shift of about 15 days compared to the curves without running water (the blue ones). The amplitudes are slightly increased and the new phase is in good agreement with the observations, especially from April to July in 1997 and May to July in 1998. The simulated curves are very similar to the observations (red curves) during these months when the largest transfer from the continents to the oceans occurs through the river systems. The shift of 15 days is related to the delay due to the flow of water from the area where it exits the soil moisture reservoir to the ocean.

Figure 3.15 shows that the new development of our land surface scheme has a positive effect

in our attempt to reproduce the link between sea level and the continental water balance. It also shows that if one aims to understand the annual cycle of the contribution of the water cycle to the sea level changes, it is essential to take into account the role of the large river systems otherwise a phase shift of about 15 days may be neglected.

3.4.6.4 Internal variability of the water cycle component

The atmosphere has a strong internal variability, thus small differences in the initial conditions can lead to quite different evolutions on timescales of a few weeks to years (Harzallah and Sadourny, 1995). This is especially true for precipitation and the water cycle in general. It is thus legitimate to ask whether the above diagnostics of the continental water cycle are affected by the internal variability of the atmosphere and how representative the results of the GCM are.

In order to study this effect, two ensembles of four simulations were performed for the years 1997 and 1998. The initial conditions used to generate the ensemble were taken from the full AMIP simulation (See Table 3.2). It is assumed here that these initial conditions are close enough to the state of the model on 1 January 1997 and 1998 not to lead to any significant spin-up periods. Should this hypothesis not be fulfilled it will lead to an overestimation of the intra-ensemble spread.

experiments	start Atmosphere
CT97_1	1 January 1991
CT97_2	1 January 1992
CT97_3	1 January 1993
CT97_4	1 January 1994
CT98_1	1 January 1992
CT98_2	1 January 1993
CT98_3	1 January 1994
CT98_4	1 January 1995

TAB. 3.2 – Characteristic of the experiments.

Figure 3.16 shows that the internal variability of the water cycle is strongly damped by the large scale averaging which is performed in this diagnostic. The spread of the water budget contributes to the sea level within the ensemble is smaller than 4 mm. The minimum occurs during the increasing phase of the sea level contribution (April to September). To understand this behavior one must consider the two fluxes which determine the sea level changes induced by the water cycle : the moisture divergence over the oceans (evaporation - precipitation) and the discharge of rivers (Figure 3.17). They are both affected by very different internal variabilities.

To explain the variations of the internal variability of the sea level changes it is useful to distinguish two periods :

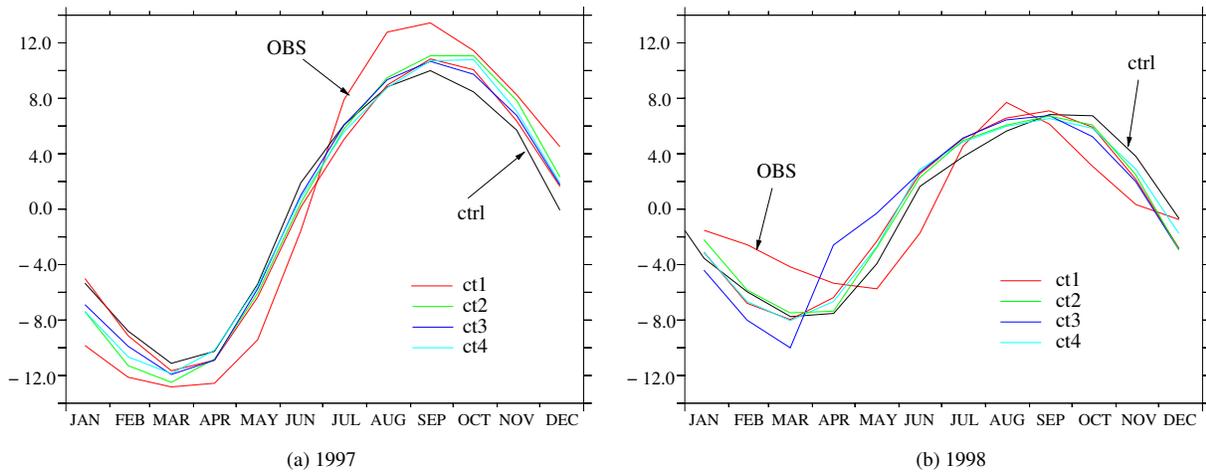


FIG. 3.16 – Contribution of continental water to sea level variations, simulations compared to observations. Units in mm for 1997 and 1998.

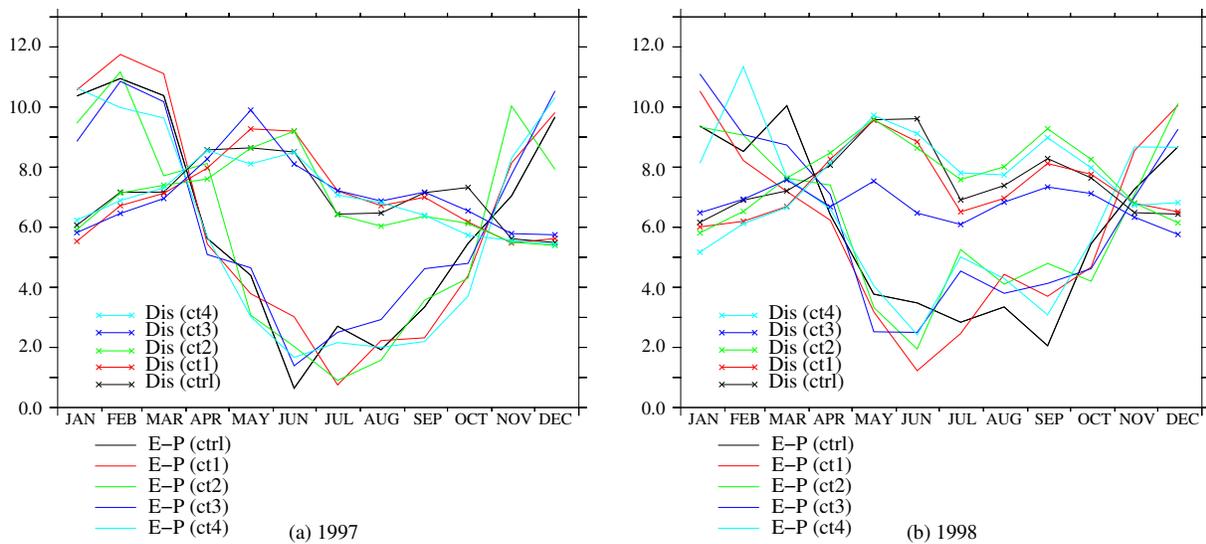


FIG. 3.17 – Moisture divergence over the oceans : Evaporation minus Precipitation (E-P : lines without symbols) and river discharge (Dis : line with crosses). Units in mm month^{-1} for 1997 and 1998.

January to April and September to December : The ocean is losing water to the continents as the moisture divergence is larger than discharge of rivers. Thus the internal variability is dominated by the oceanic evaporation and precipitation. Both of these fluxes have high internal variability and explain the spread in Figure 3.16.

April to September : The river discharge is the dominant hydrological contribution to the sea level changes. As it is larger than the moisture divergence, the water cycle raises the sea level. The internal variability of the river discharge is small (except for the experiment CT98_3) as the inertia of the land surface processes contributing water to the rivers dampens the high variability of precipitation and evaporation.

For 1998 the internal variability of the water cycle contribution to the sea level is larger than in 1997. This is explained by the fact that during that year the moisture divergence over the ocean has a weaker annual cycle and the minimum reached in June July is not as low as in 1997. The contribution of the internal variability of the moisture divergence to the total signal is thus larger.

These analysis of the internal variability strengthen the results presented above. The difference between the observations and the model diagnostics are significant even at the extremes of the continental water cycle contribution to the sea level changes. The improvements in phasing obtained with the inclusion of the river routing is also significant as it occurs at a time when the internal variability of the system is at a minimum.

3.4.7 Conclusions

The measurements of global sea level, by T/P has been used to estimate the interannual variability of continental water storage. The contrast between the seasonal cycles of 1997 and 1998 is especially sharp. Our study aims to understand the mechanisms that explain this contrast.

We have used the integrations of an AGCM to simulate this variation. We have shown that the AMIP simulation, performed with the LMD GCM reproduces accurately the seasonal variation of sea level, and also, the contrast between the two years. The analysis of the model results shows that the interannual variation is caused by an important variation of land tropical precipitation. We have also shown that this precipitation difference reproduces some features of the observed one, reported by CRU, specially when we average the results zonally. The study of the hydrological budget in the AMIP simulation shows that, over tropical latitudes, a substantial drying of soil is occurring during 1997 but soil moisture is hardly changing at these latitudes during 1998. However, one should also realize that the main limitation of this study concerns the uncertainty of the precipitation fields used in the AMIP simulations. Such an uncertainty mostly affects the interannual component of the precipitation, in particular when looking at geographical details. Further simulations using observation-based forcing (e.g., Ngo-Duc et al., 2005b) could help investigating this issue.

We have also shown that, by introducing a runoff routing scheme, the contribution of the continental water cycle to sea level changes is delayed by 15 days. This result improves the comparison of the model simulation with the T/P-derived signal.

With the GRACE space mission launched in 2002 to measure tiny gravity variations due to water mass redistribution in the surface fluid envelopes of the Earth, it is now possible to directly estimate the month-to-month variations in land water storage, with a resolution of about 400 km at present but likely better in the near future (Tapley et al., 2004 ; Wahr et al., 2004). With these observations, we will be able to identify more precisely which river basins contribute to the sea-level changes and thus better understand the interannual variations of the continental water cycle.

Acknowledgement

The authors are grateful to Kien Do-Minh and Alix Lombard for the observational data set they have kindly given us and to Ionela Musat for the AMIP simulations she has performed. We thank Michael Ghil et two anonymous reviewers for helpful suggestions on improving the manuscript.

3.5 Conclusions et perspectives du chapitre

Cette étude a évalué l'évolution saisonnière et sa modification lors d'un événement El Niño de l'eau continentale et sa contribution au niveau de la mer. Les comparaisons entre les signaux dérivés des données de Topex-Poséidon et les sorties des simulations forcées et couplées du modèle de surface ORCHIDEE ont été satisfaisantes. ORCHIDEE est capable de reproduire le cycle annuel et le signal interannuel des réservoirs d'eau sur les continents.

Au cours de ce travail, on a également rendu compte de quelques limites principales de cette étude :

- Les forçages atmosphériques d'ISLSCP-I sont pour une période trop lointaine (1987-1988) pour être comparée avec des données récentes de bonne qualité comme celles de Topex-Poséidon et trop courte pour la détection et l'analyse des tendances comme celles qui sont liées au réchauffement global.
- dans les simulations couplées d'AMIP, la limite vient de l'incertitude sur les précipitations simulées. Une telle incertitude affecte la plupart du temps la composante interannuelle des variables qui dépendent de la précipitation, comme ceux des réservoirs d'eau continentale.

Des simulations forcées par un forçage atmosphérique de bonne qualité et de longue période, basé sur les observations, semble être une bonne solution pour ce problème. Le chapitre 4 décrit la construction et la validation de telles simulations et d'un tel forçage. Le chapitre 5 montre à son tour quelques unes de leur applications.

Avec un fort développement des outils d'observation spatiale et des modèles climatiques, nos études ont de très bonnes perspectives. GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment), mission spatiale de mesure de gravité a été lancée le 17 Mars 2002. Avec GRACE, qui permet de mesurer des petites variations de pesanteur dues à la redistribution de la masse d'eau dans les enveloppes liquides terrestres, il est maintenant possible d'estimer directement les variations mois par mois du stockage de l'eau continentale, avec une résolution d'environ 400 km actuellement mais probablement améliorée dans un proche avenir. Avec ces observations, nous allons pouvoir identifier avec plus de précision quels bassins versants contribuent aux variations du niveau de la mer et ainsi mieux comprendre les variations interannuelles de la branche d'eau continentale. Nous allons revenir sur des possibilités d'analyses que nous offre cette mission dans le chapitre 6.

Chapitre 4

Vers les simulations longues avec les modèles de surface : NCC, 53 ans de forçage atmosphérique

4.1 Contextes et motivations du travail

4.1.1 Problèmes de l'humidité du sol

L'humidité du sol est une variable importante dans le système climatique. Parmi les conditions aux limites de l'atmosphère, elle est placée en deuxième position seulement après la température de surface de la mer dans son impact sur le climat (U.S. National Research Council, 1994). L'humidité du sol détermine la répartition du flux de la chaleur de surface sur les continents entre les composantes sensible et latente, ce qui affecte les transports de chaleur et le bilan d'eau. Elle a également un impact sur le fonctionnement de la végétation, détermine la transpiration et les propriétés radiatives. L'humidité du sol module enfin les propriétés thermiques du sol. Les mécanismes par lesquels l'humidité du sol affecte la circulation atmosphérique et le climat sont complexes (Dirmeyer, 1995).

Malgré son importance, l'humidité du sol est toujours une quantité peu connue et peu mesurée sur l'ensemble du globe. Il y a très peu d'endroits où l'humidité du sol est mesurée, et ces mesures sont le plus souvent conduites dans les zones d'agricoles qui ne sont pas représentatives au niveau régional (Vinnikov et al., 1996 ; Robock et al., 2000). Des efforts pour avoir une banque de données globales de l'humidité du sol ont été effectués. Robock et al. (2000) ont collecté des observations d'humidité de sol pour plus de 600 stations d'une grande variété de caractéristiques climatiques, y compris l'ancienne Union Soviétique, la Chine, la Mongolie, l'Inde, et les Etats-Unis. La majeure partie des données sont des observations gravimétriques in-situ de l'humidité du sol ; toutes se prolongent pour au moins 6 années et la plupart pendant plus de 15 années.

La figure 4.1 présente la distribution géographique des stations qui permettent de mesurer l'humidité du sol pour la banque de données de Robock et al. (2000).

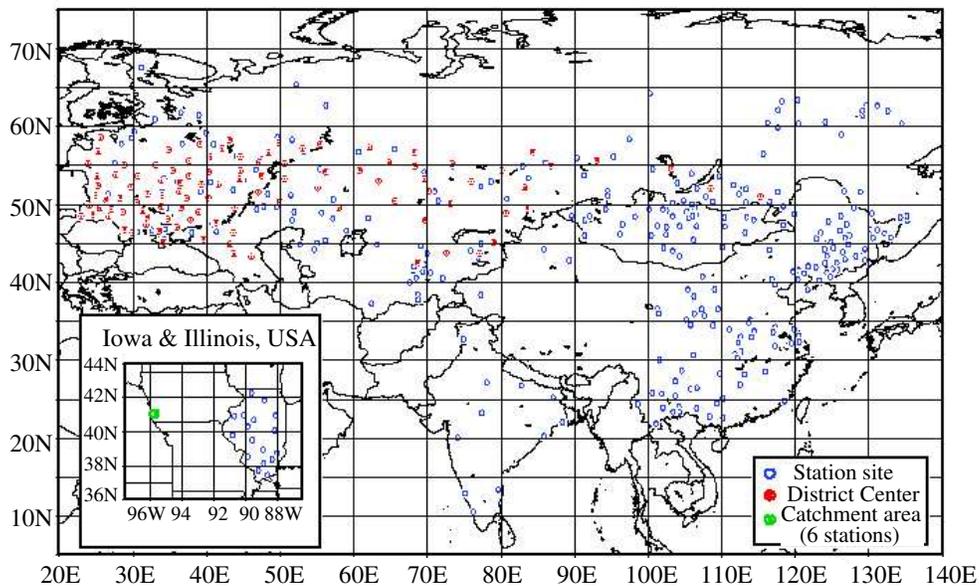


FIG. 4.1 – Les stations d'observation de l'humidité du sol du Global Soil Moisture Data Bank (http://climate.envsci.rutgers.edu/soil_moisture/).

Les techniques de télédétection peuvent donner les informations sur l'ensemble du globe, que les observations in-situ ne peuvent pas. Cependant, la télédétection connaît d'autres limitations. Elle est seulement efficace sur les régions où la végétation est peu abondante, et elle ne peut pas mesurer l'humidité au-dessous d'une profondeur de quelques millimètres (Choudhury et al., 1993).

La plupart des tentatives de créer une climatologie de l'humidité du sol ont évalué cette variable à l'aide des modèles de surface. Produire des données à l'échelle globale de l'humidité du sol, des flux d'eau et de l'énergie en utilisant les modèles de surface est une alternative intéressante des mesures in-situ et de la télédétection. Les modèles peuvent fournir les informations sur tout le globe, ce qui est impossible pour les mesures in-situ et ils peuvent aussi fournir un profil complet d'information que la télédétection ne permet pas d'obtenir. Naturellement, ces modèles doivent être validés afin que leurs résultats puissent être utilisés.

Les projets internationaux GSWP-1 et GSWP-2 (Dirmeyer et al. 1999 ; Dirmeyer et al.,2002) ont été développés dans ce contexte.

Un des buts de GSWP-1 était de construire une climatologie de l'état hydrique des sols pour les années 1987-1988 en utilisant les forçages atmosphériques produits par l'ISLSCP-1 (voir aussi section 3.3). Une douzaine de modèles de surface de cinq pays ont participé a ce projet. Les résultats de GSWP-1 ont indiqué que la qualité des quantités simulées sur les surfaces

continentales, en particulier dans le cycle hydrologique, dépend largement de la disponibilité des observations in-situ introduites dans les forçages atmosphériques (Oki et al., 1999). Dans les endroits où les forçages sont de bonne qualité, les modèles participants reproduisent bien la réalité. Entre les modèles, il y a un certain écart provenant de la manière dont la précipitation se divise en ruissellement et évaporation, mais des différences beaucoup plus grandes ont été trouvées dans les humidités du sol simulées (Entin et al., 1999).

GSWP-2 prend actuellement le relais de GSWP-1. GSWP-2 est étroitement lié à ISLSCP Initiative II et les simulations dans GSWP-2 couvrent la même période de dix ans d'ISLSCP Initiative II (1986-1995). Un des avantages de GSWP-2 par rapport à GSWP-1 est que la période de 10 ans des simulations permet d'évaluer les variabilités interannuelles, par exemple les variabilités entre les événements d'El Niño 1986-1987 et 1991-1992, les événements chauds (mais faibles) 1994-1995, et la forte La Niña 1988-1989.

4.1.2 Problèmes de débits de fleuves

A l'échelle régionale, continentale, ou globale, la validation des modèles de surface n'est pas évidente car les observations globales de la plupart des variables ne sont par encore disponibles à l'heure actuelle. Les observations que nous pouvons utiliser à ces échelles sont les débits des fleuves. Ces quantités sont comparables avec leur représentation dans les modèles. Plusieurs travaux (par exemple : Milly and Shmakin, 2002a; Milly and Shmakin, 2002b; Verant et al., 2004) ont utilisé le débit des fleuves pour valider les modèles.

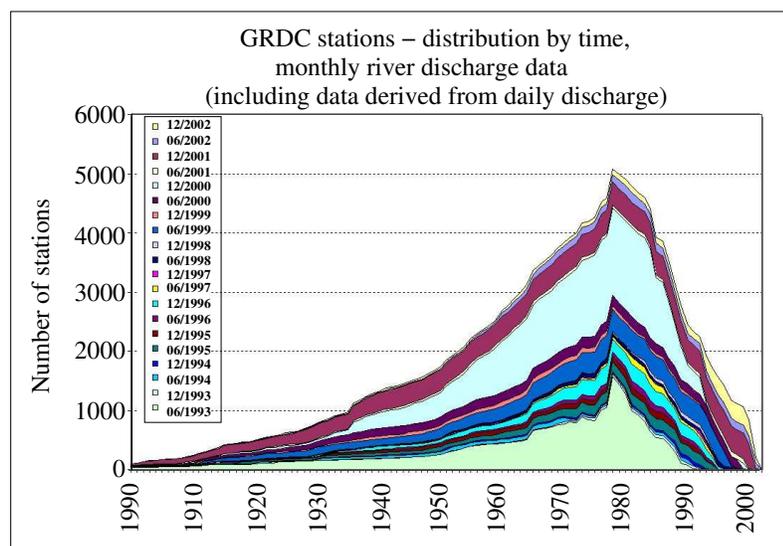


FIG. 4.2 – Nombre de stations de débits de fleuves dans les données du GRDC (Global Runoff Data Center, <http://grdc.bafg.de/>).

Cependant, les observations des débits des fleuves ont leurs limites et sont souvent affectés

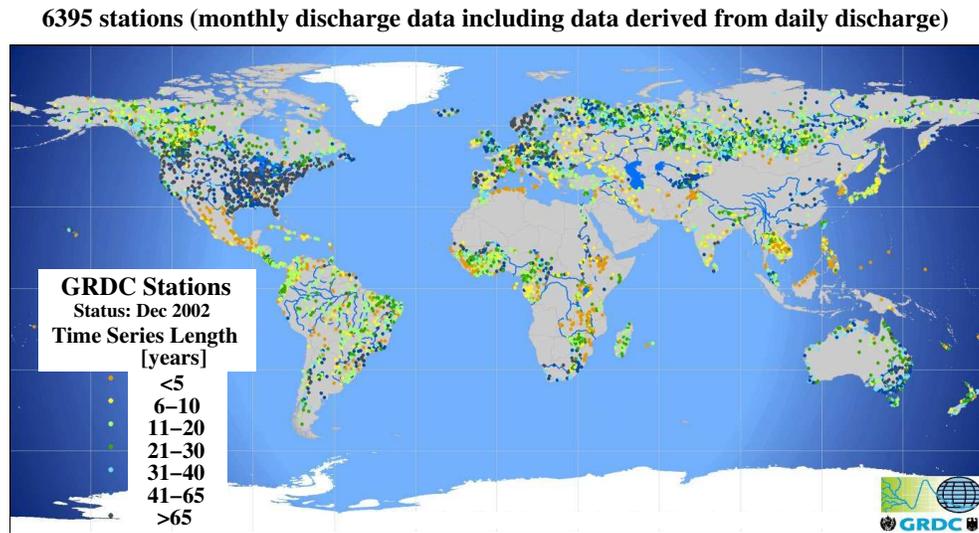


FIG. 4.3 – Distribution géographique des stations de débits de fleuves et leurs périodes. Données du GRDC (<http://grdc.bafg.de/>).

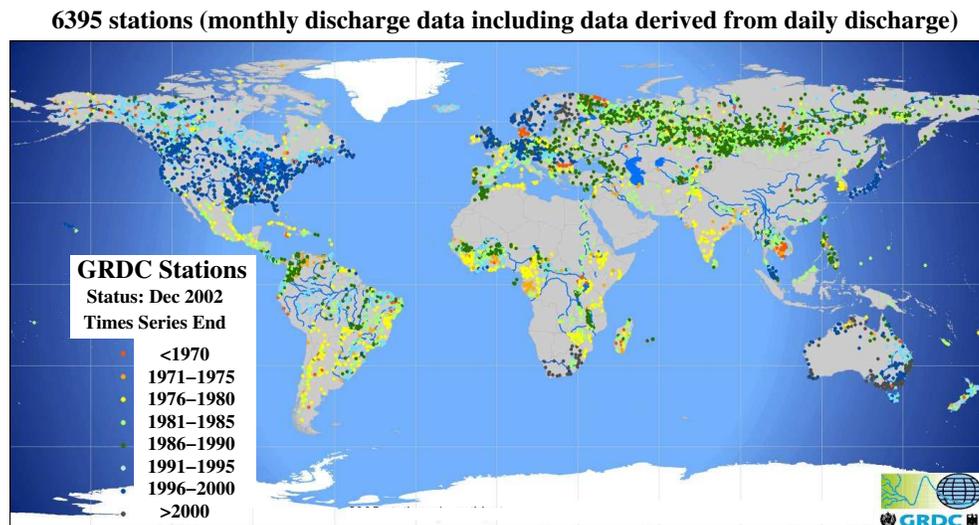


FIG. 4.4 – Distribution géographique des stations de débits de fleuves. La fin des observations de chaque station est superposée. Données du GRDC (<http://grdc.bafg.de/>).

par des erreurs importantes. Le nombre d'observations in-situ des débits des fleuves a rapidement diminué au cours des vingt dernières années (Figure 4.2). Peu d'observations des débits sont disponibles pour la longue période (Figure 4.3). En outre, les discontinuités des données (Figure 4.4) sont encore d'autres facteurs qui compliquent les études des débits des fleuves et les comparaisons entre les observations et les simulations. Tous ces problèmes indiquent la nécessité d'avoir des simulations de longue période si on veut les comparer avec les observations. Plus la période de la simulation est longue, plus grande est la chance de trouver les débits de fleuves observés.

4.1.3 Contribution de l'eau continentale aux variations du niveau de la mer : les limites actuelles

Le changement du niveau de la mer est une conséquence importante du changement climatique et implique beaucoup de composantes du système-Terre. Mesurer les variations du niveau de la mer et étudier les processus qui les causent impliquent l'interaction entre plusieurs disciplines. De nombreuses activités de recherche se focalisent actuellement sur ce sujet.

A l'échelle annuelle et interannuelle, le chapitre précédent (chapitre 3) a comparé les contributions de l'eau continentale au niveau de la mer d'après des sorties des simulations forcées et couplées d'un modèle de surface avec les observations dérivées d'altimétrie spatiale. Les résultats sont encourageants. Pourtant, quelques limites principales de cette étude ont été soulignées :

- pour les simulations forcées : la période des forçages atmosphériques utilisés (1987-1988) est trop lointaine pour être comparée avec des données récentes de bonne qualité comme celles de Topex-Poséidon ; et trop courte pour les études des variabilités décennales et multi-décennales.
- pour les simulations couplées d'AMIP, les limites viennent principalement de l'incertitude sur les précipitations simulées. Une telle incertitude affecte les variables qui dépendent de la précipitation, comme ceux des réservoirs d'eau continentale.

A l'échelle décennale, multi-décennale, la contribution de l'eau continentale au niveau de la mer est peu connue. Les observations données par les marégraphes indiquent qu'au cours des 50 dernières années, le taux de l'élévation moyenne globale du niveau de la mer était d'environ 1.8 mm/an (Church et al., 2004, Holgate et Woodworth, 2004). Les études récentes de la contribution de l'expansion thermique basées sur des données globales de la température d'océan pour la période de 1950-2000 nous donnent des valeurs autour de 0.4 mm/an (Levitus et al., 2005, Lombard et al., 2005). La fonte des glaciers des montagnes contribue à l'augmentation du niveau de la mer d'environ 0.4 mm/an au cours des 35 dernières années (Meier et Dwyer, 2002). Les évaluations les plus récentes du Groenland et de l'Antarctique, la plupart du temps valables pour les années 1990s, fournissent encore une contribution de 0.5 mm/an (Thomas et al., 2004).

L'ensemble des contributions ci-dessus expliquent une variation de 1.3 mm/an, ce qui est inférieure aux 1.8 mm/an mesurés par les marégraphes. Une question se pose alors : Cette diffé-

rence (~ 0.5 mm/an) peut-elle être expliquée par la contribution du réservoir d'eau continentale ? Afin de répondre à cette question, des simulations de longue période et de bonne qualité sont requises.

4.2 Le forçage atmosphérique NCC : construction et validation

Les éléments donnés dans la section précédente (section 4.1) nous ont poussé à tout mettre en oeuvre pour faire de longues simulations forcées avec notre modèle de surface ORCHIDEE. Dans un tel but, il nous faut un forçage atmosphérique de bonne qualité sur une période longue. Nous avons construit un tel forçage, appelé NCC (NCEP/NCAR Corrected by CRU), qui est pour la période de 1948-2000 avec une résolution spatiale de $1^\circ \times 1^\circ$ sur tout le globe et une résolution temporelle de 6 heures. Cette section a pour but de présenter brièvement les étapes de ce travail. La section suivante (section 4.3), un papier publié dans *Journal of Geophysical Research* (Ngo-Duc et al., 2005b), va décrire plus en détail la construction et la validation de NCC.

4.2.1 Les 50 ans de réanalyses du centre NCEP/NCAR

Les données de réanalyses sont des données obtenues à partir de modèles ayant été lancés sur plusieurs années en mode assimilation de données. La méthode d'assimilation est fondée sur la prise en compte des observations diverses dans le modèle (e.g. Talagrand, 1997). Ces observations sont par exemple les données satellites, ou des mesures effectuées par bateau ou par avion. La procédure d'assimilation permet d'insérer dans le modèle cette masse souvent importante d'informations non intégrées dans le lancement initial des calculs. Ainsi, des comparaisons sont effectuées à des intervalles de temps réguliers entre les valeurs provenant des données asynchrones d'une part et les valeurs correspondantes qu'aurait prévu le modèle sur ce court intervalle de temps d'autre part. A partir des différences entre l'estimation fournie par le modèle et les nouvelles observations, l'évolution du modèle est rectifiée. Ces résultats ajustés deviennent pour la suite les nouvelles données initiales pour le pas de temps suivant.

"NCEP/NCAR Reanalysis Project" est un projet commun entre les NCEP (National Centers for Environmental Prediction) et le NCAR (National Center for Atmospheric Research) (Kalnay et al., 1996). Le but de ce projet était de fournir de nouvelles réanalyses atmosphériques en utilisant les données historiques et ainsi produire l'analyse de l'état de l'atmosphère actuelle. Ces données globales ont une résolution d'environ $1.875^\circ \times 1.875^\circ$. Elles sont disponibles toutes les 6 heures depuis 1948 (Kistler et al., 2001).

4.2.2 Les données de CRU

Les données de CRU (Climate Research Unit) de l'Université d'East Anglia (New et al. 1999 ; New et al. 2000) sont utilisées dans la construction de NCC. Ces données sont mensuelles pour la période de 1901-2000 et ont une résolution de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ sur les continents, y compris les îles mais exclut l'Antarctique. L'ensemble de ces données contient sept types de données climatiques : précipitation, température moyenne, intervalle de variation diurne de la température, fréquence des jours humides, pression de vapeur d'eau, couverture nuageuse et fréquence des gelées. Parmi ces variables, seuls la précipitation et la température sont utilisées dans notre étude.

Pour construire ces données, les anomalies mensuelles des variables, relatives à la moyenne 1961-1990, ont été interpolées en utilisant un algorithme de moyenne pondérée. Les grilles d'anomalies ont ensuite été combinées avec une climatologie moyenne mensuelle pour la période de 1961-1990 pour enfin avoir les données de haute résolution ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$) pour la période de 1901-2000.

Les variables primaires comme la précipitation, la température moyenne et la variation diurne de la température ont été interpolées directement à partir des observations de station. Les autres variables, nommées variables secondaires, ont été interpolées à partir des ensembles de données fusionnées, contenant des observations de stations et des données synthétiques estimées en utilisant des rapports prédictifs avec les variables primaires dans les régions où il n'y avait aucune observation.

4.2.3 Les données SRB des rayonnements

Les données de rayonnements SRB (Surface Radiation Budget) fournies par le Centre de Recherche NASA/Langley (NASA/Langley Research Center), utilisées dans cette étude, ont une résolution spatiale de $1^\circ \times 1^\circ$ et une résolution temporelle de 8 fois par jour, pour la période de 1983-1995. Ces données sont basées sur les réanalyses du GEOS-1 (Goddard Earth Observing System version 1) (Schubert et al., 1993). Les paramètres exigés de nuage ont été dérivés des données du projet ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) (Schiffer et al., 1983).

4.2.4 Construction de NCC : résumé

Notre travail a débuté par la construction de 53-ans (1948-2000) de forçages atmosphériques pour les modèles de surface à partir des données réanalyses de NCEP/NCAR (Kistler et al., 2001). Ces données ont été interpolées sur une maille de $1^\circ \times 1^\circ$ par une moyenne pondérée, parfois appelée "méthode de Shepard" (Shepard, 1968). Cette méthode d'interpolation a été directement appliquée pour les vents près de la surface, les rayonnements incidents et les préci-

pitations. Pour les autres variables (la température près de la surface, la pression à la surface et l'humidité spécifique), le procédé est un peu différent car ces variables doivent être corrigées par la différence d'orographie entre la nouvelle maille et la maille de NCEP/NCAR.

Après l'étape d'interpolation, les corrections des réanalyses sont faites au fur et à mesure, en utilisant le procédé proposé dans le projet GSWP2 (Global Soil Wetness Project 2) (Dirmeyer et al., 2002 ; Zhao and Dirmeyer, 2003). Les valeurs mensuelles des précipitations et des températures de CRU et des rayonnements SRB ont été utilisées pour ajuster celles des données de NCEP/NCAR. L'ajustement de la température influence la pression à la surface, l'humidité spécifique et la partition entre la neige et la pluie car ces variables dépendent de la température. Les étapes de la construction de NCC sont schématisées dans la figure 4.5.

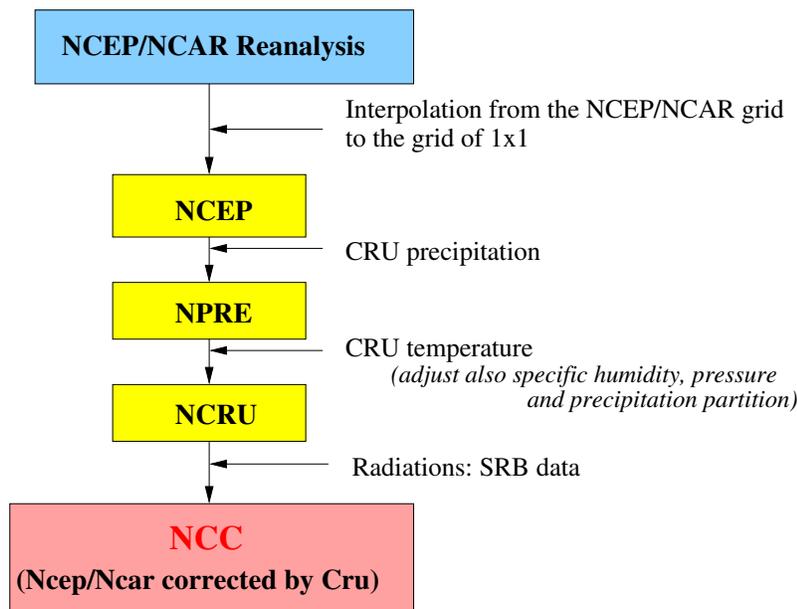


FIG. 4.5 – Les étapes de la construction de NCC : 50 ans de forçage atmosphérique pour les modèles de surface.

4.2.5 Validation de NCC : résumé

Cinq expériences numériques sont faites pour valider le nouveau forçage NCC. Les quatre premières expériences utilisent les forçages obtenus à chaque étape de correction des réanalyses pour forcer ORCHIDEE : NCEP (NCEP/NCAR réanalyses interpolées sur la maille $1^\circ \times 1^\circ$), NPRE (NCEP corrigé par CRU précipitation), NCRU (NPRE corrigé par CRU température) et NCC (NCRU corrigé par SRB rayonnements). Ces forçages sont pour la période de 1948-2000. La dernière simulation utilise le forçage du projet GSWP2, qui est pour la période de 1986-1995. Les sorties de ces simulations sont respectivement appelées NCEP, NPRE, NCRU, NCC et GSWP2.

La validation de NCC commence par une étude du débit du plus grand fleuve du monde : l'Amazonie (section 4.3.5). On compare le débit simulé avec celui observé à la station Obidos (1.95°S, 55.51°W). Les résultats obtenus sont très encourageants. On montre que les réanalyses sont biaisées et que le travail de correction par des observations indépendantes est indispensable, notamment la correction de précipitation dans cette région. La correction de température, par contre, n'a pas beaucoup d'influence sur le débit de l'Amazonie. La sortie de la simulation forcée par NCC représente correctement l'amplitude, le cycle annuel et interannuel du débit de l'Amazonie (Figure 4.8).

On a ensuite fait cette comparaison pour les dix plus grands fleuves du monde (caractérisés par le débit estimé à l'embouchure, Figure 4.6).

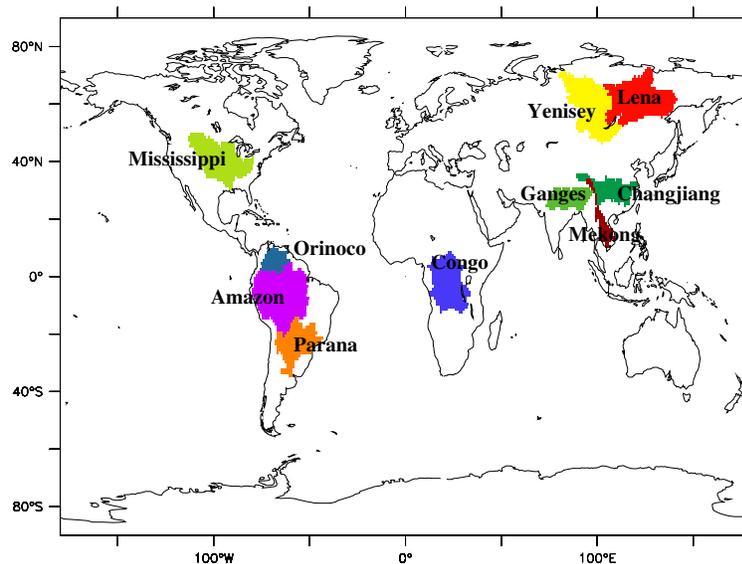


FIG. 4.6 – Distribution et noms des 10 bassins versants dont les débits à l'embouchure sont les plus grands.

Pour les 2 stations Kinshasa (bassin du Congo) et Timbues (bassin du Paraná), les débits simulés sont très différents des observations pour toutes les expériences. Mis à part le fait que la précipitation dans ces régions peut être mal évaluée, ce problème peut également être expliqué par le fait qu'ORCHIDEE ne représente pas correctement un certain nombre de phénomène comme la perte d'eau employée par l'irrigation, par les villes, le rôle des barrages ou encore des plaines d'inondation (Figure 4.7).

Pour les autres bassins (Figure 4.8), nous avons montré que les données ont une meilleure qualité après chaque correction. Les débits simulés de l'Amazonie, du Changjiang et du Brahmapoutre sont tout à fait réalistes. Les débits obtenus avec NPRE montrent une amélioration importante comparée à ceux obtenus avec NCEP, et montrent donc que la mauvaise qualité de la précipitation d'entrée est la cause principale de la mauvaise qualité des débits simulés. La correction de température (NCRU) a peu d'effet sur les débits de fleuve aux basses et moyennes latitudes. Dans les hautes latitudes, par contre, la correction de température devient plus impor-

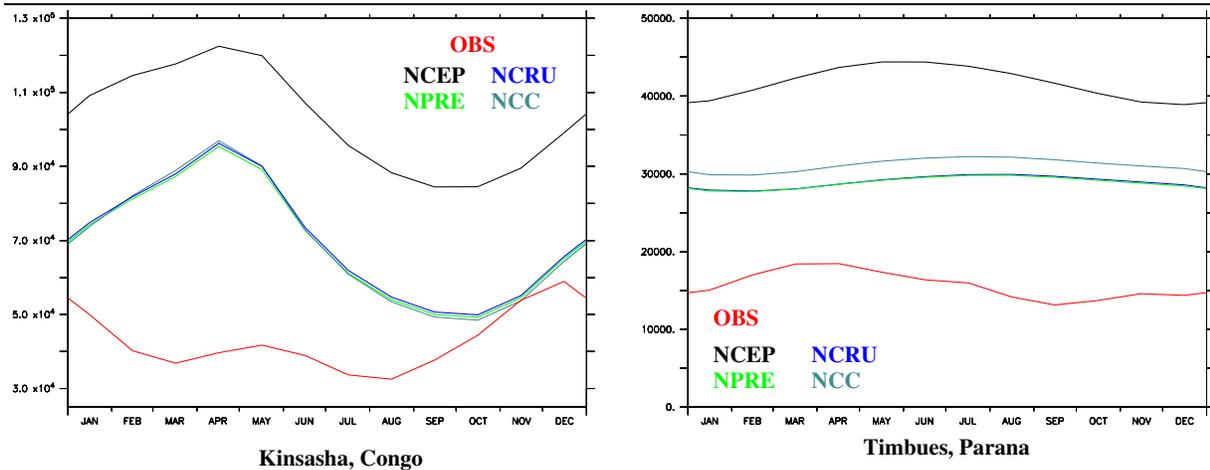


FIG. 4.7 – Cycle saisonnier moyen simulé et observé des débits aux stations de Kinsasha (15.30°E, 4.30°S) sur le Congo et de Timbues (60.71°W, 32.67°S) sur le Parana. Unité en m³/s

tante parce que le changement de température affectera également la partition de la précipitation entre la pluie et la neige, qui modifie par conséquent les échanges à la surface. La correction de rayonnement (NCC) améliore la qualité du forçage, particulièrement pour l’amplitude des débits. Cette correction n’a presque aucun effet sur les phases.

Une autre validation de NCC est aussi faite en comparant les deux simulations NCC et GSWP2 par rapport aux débits observés. Bien que le forçage GSWP2 ait été plus corrigé que NCC, les comparaisons ont montré une meilleure qualité des débits simulés par NCC comparés à GSWP2, particulièrement pour la variabilité interannuelle. La Figure 4.9 est une comparaison entre les débits simulés par NCC et par GSWP2 avec les observations à la station Vicksburg (90.90°W, 32.31°N), Mississippi. Cette figure montre que NCC est plus réaliste que GSWP2. Comprendre les raisons des différences entre les simulations de GSWP2 et de NCC constitue un sujet intéressant et reste une question ouverte pour une autre étude dans un proche avenir.

La construction de NCC est une étape importante pour la compréhension de l’évolution du cycle de l’eau continentale au cours des 50 dernières années. Elle nous permet de valider la capacité des modèles de surface en répondant à la variabilité interannuelle du forçage atmosphérique et nous permet également de raffiner des études de l’impact du changement climatique sur le cycle de l’eau.

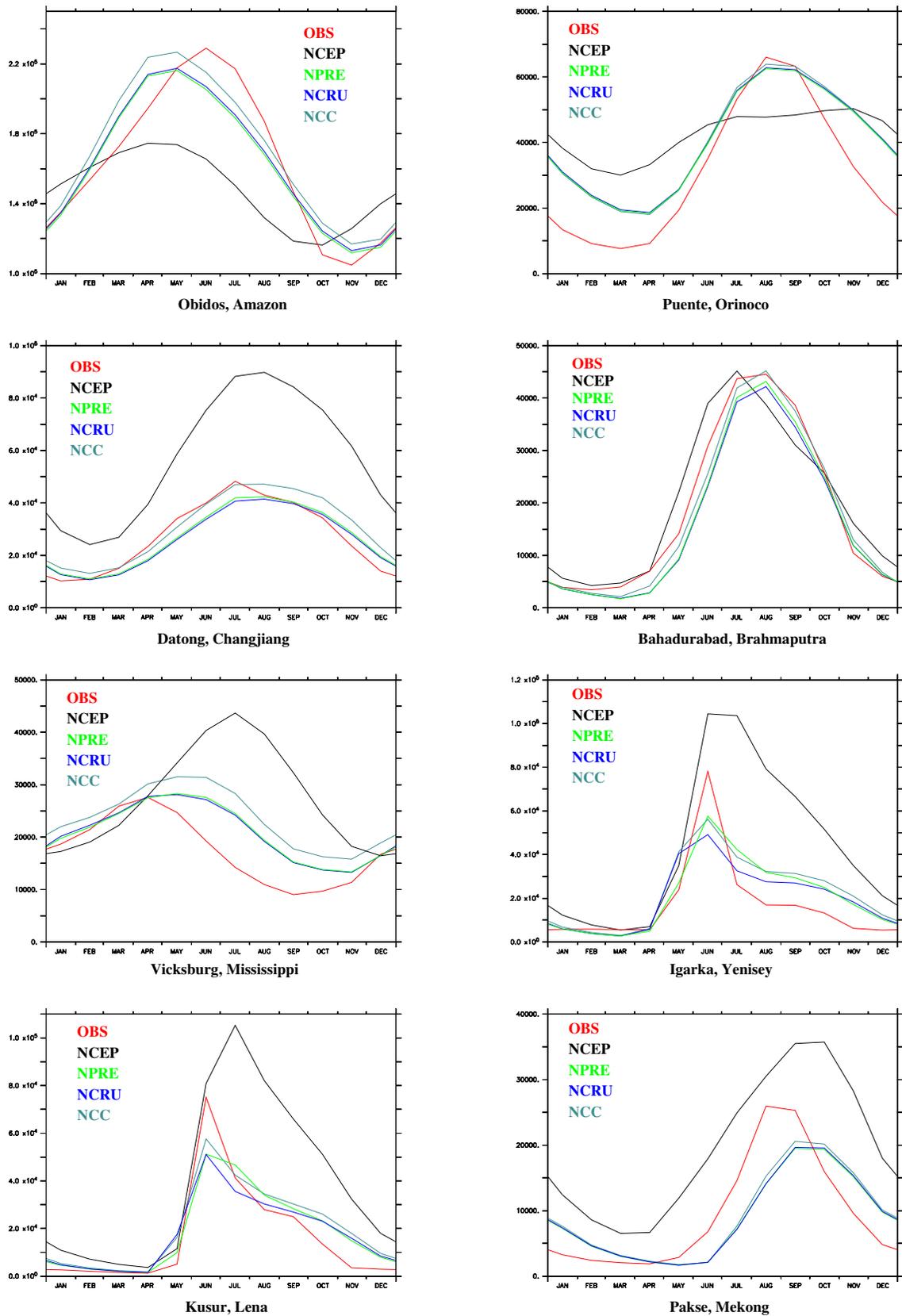


FIG. 4.8 – Cycle saisonnier moyen simulé et observé des débits de quelques uns des plus grands fleuves du monde. Les coordonnées des stations se trouvent dans le Tableau 4.3. Les unités sont en m^3/s

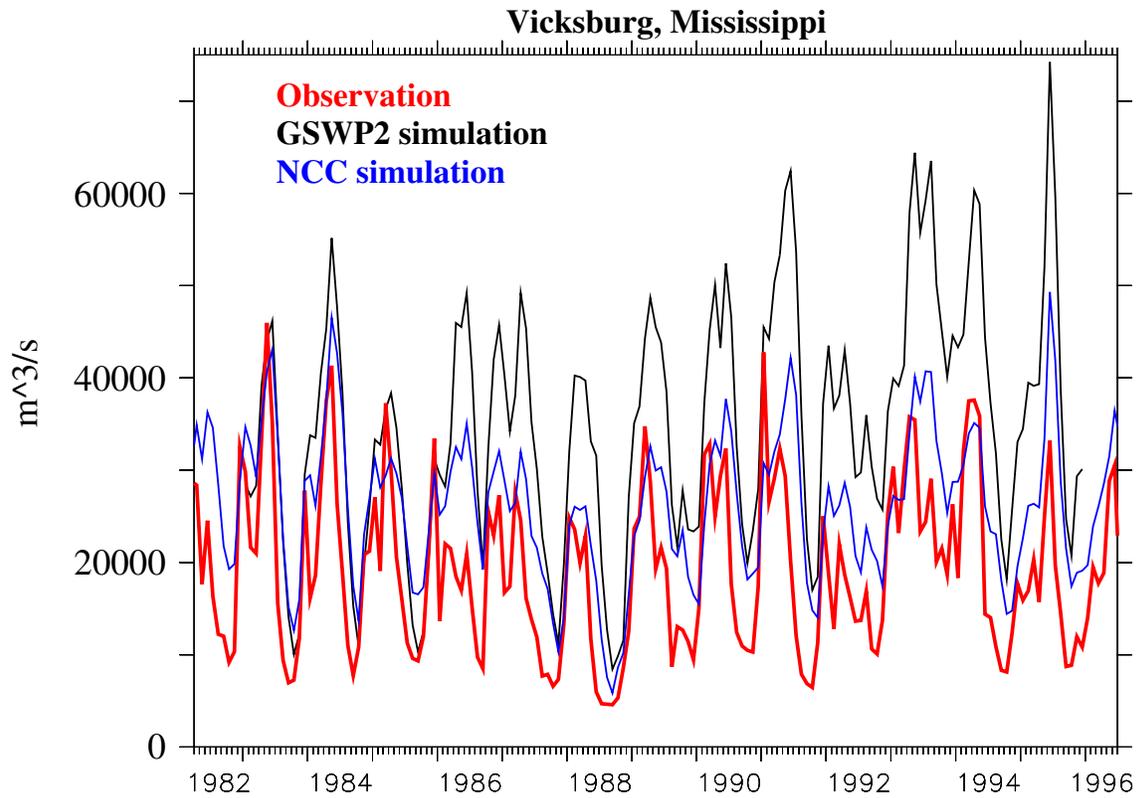


FIG. 4.9 – Un exemple qui compare les débits simulés par les simulations NCC, GSWP2 et ceux observés à la station Vicksburg, Mississippi.

4.3 Article publié dans *J. Geophys. Res.* : construction et validation de NCC

A 53-year forcing data set for land surface models

T. NGO-DUC, J. POLCHER, K. LAVAL

Laboratoire de Météorologie Dynamique du CNRS, Université Paris VI, Paris, France

Received 12 September 2004 ; revised 23 December 2004 ; accepted 12 January 2005 ; published 30 March 2005.

Citation : Ngo-Duc, T., J. Polcher, and K. Laval (2005), A 53-year forcing data set for land surface models, *J. Geophys. Res.*, 110, D06116, doi :10.1029/2004JD005434

Abstract

As most variables describing the state of the surface are not directly observable, we have to use land surface models in order to reconstruct an estimate of their evolution. These large-scale land surface models often require high-quality forcing data with a subdiurnal sampling. Building these data sets is a major challenge but an essential step for estimating the land surface water budget, which is a crucial part of climate change prediction.

To study the interannual variability of surface conditions over the last half century, we have built a 53-year forcing data set, named NCC. NCC has a 6-hourly time step from 1948 to 2000 and a spatial resolution of $1^\circ \times 1^\circ$. It is based on the National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research reanalysis project and a number of independent in situ observations. In this study we show the adjustments which need to be applied to the reanalysis and how they impact the simulated continental water balance. The model outputs are validated with the observed discharges of the world's 10 largest rivers to estimate the combined errors of the forcing data and the land surface model. The seasonal and interannual variations of these discharges are used for this validation. Five numerical experiments have been carried out. They used the forcing data sets obtained after each step of data adjustment and the forcing of the Global Soil Wetness Project 2 as inputs for the Organizing Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems (ORCHIDEE) land surface model. The quality of forcing data is improved after each adjustment. The precipitation correction gives the most important improvement in the simulated

river discharges, while the temperature correction has a significant effect only at high latitudes. The radiation correction also improves the forcing quality, especially in term of discharge amplitude.

The NCC forcing data set can be used to study the water budget over many areas and catchment basins that have not been yet analyzed in this study. With its period of 53 years, NCC can also be used to evaluate the trends of terrestrial water storage in particular regions.

4.3.1 Introduction

Land surface models (LSMs) were initially developed for coupling to general circulation models (GCMs). In the last few years, the range of complexity among the land surface parameterizations has grown significantly. To improve our understanding and parameterizations of land surface processes, and to eliminate some biases that can be generated by the GCMs, the LSMs have been applied in an off-line mode. To be used in this stand-alone mode, a high quality prescribed atmospheric forcing data with a sub diurnal sampling is required. Building these data sets is a major challenge but an essential step for estimating the land surface water budget.

Up to present, there have been several attempts to produce atmospheric forcing data sets for use in the land surface modeling community. Meeson et al. (1995) produced the International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) Initiative I data set for 1987-1988. The ISLSCP Initiative I data were used as an upper boundary forcing for the LSMs in the pilot phase of the Global Soil Wetness Project (GSWP-1) (Dirmeyer et al., 1999). Recently, in the framework of GSWP-2 (Dirmeyer et al., 2002), the Center for Ocean-Land Atmosphere Studies (COLA) has produced the near-surface data set for ISLSCP Initiative II (Hall et al., 2003) from the NCEP/DOE reanalysis (Kanamitsu et al., 2002). This data set includes near-surface meteorology at a 3-hourly interval for the 10-year (1986-1995) and has been used to force LSMs in GSWP-2. Another forcing data set can be mentioned here is VIC Retrospective Land Surface Data Set : 1950-2000 (Maurer et al., 2002), which is for the conterminous United States and has a 3-hourly time step from 1950 to 2000 and a spatial resolution of 1/8 degree.

All these data sets are reanalysis estimates combined with gridded data sets from observations. Reanalysis or retrospective analysis are the production of longterm analysis using a frozen modeling and assimilation framework (Bengtsson and Shukla, 1988). They are produced by assimilating the most current set of atmospheric observations into a global circulation model of the atmosphere. These observations are obtained from surface station observations, radiosonde, aircraft and, in recent decades, satellite retrievals. Both the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) and the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) have produced global reanalyses spanning from 15 to more than 50 years, and other centers have produced additional reanalyses that are more limited in time or space. Kalnay et al. (1996) have shown that the reanalyses strongly reflect the biases and errors of the model used, particularly in the flux estimates (e.g. precipitation, radiation) and in the state variables (e.g. temperature, pressure) in regions that have little observational data input. The adjustment process of the reanalyses

by global observationally-based data sets is thus necessary in building a reliable meteorological data set to force LSMs.

LSM simulations allow us to estimate the global land surface water and energy cycles. However, the period of actual available global forcing data sets (for example : the period of ISLSCP-I and ISLSCP-II is 1987-1988 and 1986-1995 respectively) can not be compared with remote sensing data and it is too short for the detection and analysis of trends, such as those associated with global warming. A longer period will allow for a better study of interannual land surface climate variability, and also for application and further development of the methods of calibration, evaluation and validation of LSMs with in situ and remote sensing data.

The following study takes place in this context and aims at building an atmospheric forcing data sets for LSMs. We began from the 53 year (1948-2000) pure reanalysis products of NCEP/NCAR (Kistler et al., 2001), then used the observationally-based data of the Climate Research Unit (CRU) from University of East Anglia (New et al., 1999 ; New et al., 2000) and the Surface Radiation Budget (SRB) data produced at NASA/Langley Research Center to correct the reanalysis products. The correction process is done with the same methods as those used to build GSWP-2 near-surface meteorology data sets (Dirmeyer et al., 2002 ; Zhao and Dirmeyer, 2003). The new forcing data set is named NCC (NCEP/NCAR Corrected by CRU). NCC is a 6-hourly forcing data with a spatial resolution of 1° for the period of 1948 – 2000. The main reason for us to choose CRU data to correct reanalysis products is that CRU is the only available observationally-based data over this long period.

Our goal in this study is to construct and validate our new 53-year atmospheric forcing datasets NCC using the ORCHIDEE land surface model (Verant et al., 2004 ; Krinner et al., 2004). We show the importance of the corrections applied to the reanalysis and how these corrections impact the simulated continental water budget.

In the following section, the construction of the NCC data will be described. The ORCHIDEE LSM and experiments will be briefly presented in section 3. Section 4 will focus on the validation of NCC data. Section 5 is a comparison using ORCHIDEE of the NCC and GSWP2 forcing data sets over the common period. Finally, conclusions will be presented in section 6.

4.3.2 NCC data construction

The input data for LSMs are generally divided into three categories : soils data (fixed in time), vegetation data (some fixed and some monthly varying) and meteorological data. The soil and vegetation data are parameter datasets that are used to specify characteristics of the land surface. The meteorological data provide the forcing at the upper boundary of the land surface.

In this section, we aim to construct a new 53-year meteorological data for LSMs. The variables in the meteorological data (Table 4.1) are divided into 2 types : state variables (near-surface air temperature, specific humidity, wind speed and surface pressure) and flux fields (radia-

tion and precipitation). The data construction involves 2 steps : interpolation of the NCEP/NCAR Reanalysis data to a grid of $1^\circ \times 1^\circ$ and correction of reanalysis data with the observational-based data.

Name	Description	Units
Tair	Near surface air temperature at 2 m	K
Qair	Near surface specific humidity at 2 m	kg kg ⁻¹
Wind	Near surface wind speed at 10 m	m s ⁻¹
Psurf	Surface pressure	Pa
SWdown	Surface incident shortwave radiation	W m ⁻²
LWdown	Surface incident longwave radiation	W m ⁻²
Rainf	Rainfall rate	kg m ⁻² s ⁻¹
Snowf	Snowfall rate	kg m ⁻² s ⁻¹

TAB. 4.1 – Atmospheric forcing variables for LSMs.

To facilitate the exchange of forcing data for LSMs and the results produced by these models, the GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment) Global Land Atmosphere System Study (GLASS) established the ALMA (Assistance for Land surface Modelling activities, <http://www.lmd.jussieu.fr/ALMA/>) convention for LSM input and output variables. The aim is to have a data exchange format which is stable but still general and flexible enough to evolve with the needs of LSMs. This should ensure that the implementation of procedures to exchange data only needs to be done once and that future inter-comparisons of LSMs will be run more efficiently. NCC data were thus saved using the ALMA convention.

4.3.2.1 Interpolation of the NCEP/NCAR Reanalysis data

We began with the near-surface meteorological variables from NCEP/NCAR Global Reanalysis Products (Kistler et al. 2001). Reanalysis have T62 (Gaussian grid) resolution (192×94 grid boxes globally) and were saved 6-hourly for the period from 1948 to present. To keep the procedure close to the GSWP2 method, the reanalysis data was firstly re-gridded to 1° resolution. The method used here is the inverse distance weighted interpolation, sometimes called "Shepard's method" (Shepard 1968). Inverse distance weighted methods are based on the assumption that the interpolating surface should be influenced most by the nearby points and less by the more distant points. The reanalysis land-sea mask and the ISLSCP land-sea mask are used to ensure that only land points are transformed into land points.

This method of interpolation is directly applied for near surface wind speed at 10 m, surface incident radiation and precipitation rate. For near surface air temperature, surface pressure and specific humidity, the procedure is a little different because these variables must be corrected for differences in elevation between the reanalysis model topography and the NCC topography. To interpolate temperature and pressure, the key technique is to extrapolate first these variables to sea level height using the reanalysis topography, to re-grid them to the 1° resolution and then to

calculate their new values with the NCC topography. The vertical extrapolation needed for the 2 data sets uses equations 4.1 and 4.2 :

$$T_z = T_0 - \gamma z \quad (4.1)$$

where T is temperature, z is height above mean sea level (T_0 is thus the temperature at the sea level), $\gamma = -\partial T/\partial z$ is the environmental lapse rate. In this study, we use $\gamma = 0.65^\circ\text{C}/100\text{ m}$.

$$p_z = p_0 \left(\frac{T_0 - \gamma z}{T_0} \right)^{\frac{g}{\gamma R_a}} \quad (4.2)$$

where p is pressure, R_a is gaz constant of air ($R_a = R/m_{air} = 287\text{ J kg}^{-1}\text{ K}^{-1}$).

The methodology for computing humidity at the $1^\circ \times 1^\circ$ resolution has been chosen so that the relative humidity remains constant with pressure and temperature changes caused by their interpolation. The actual vapor pressure and the saturated vapor pressure both change, but by the same factor. Thus, to interpolate specific humidity the following steps are taken :

- calculate specific humidity at saturation $q_s(T_{NCEP}, p_{NCEP})$
- calculate relative humidity $f_{NCEP} = q/q_s$
- interpolate f_{NCEP} to f_{NCC} in using Shepard's method
- recalculate specific humidity in the new grid $q_{NCC} = f_{NCC} * q_s(T_{NCC}, p_{NCC})$

4.3.2.2 Correction of the 53-year NCEP/NCAR data

After the interpolation step, we have the new 53-year meteorological data set on the $1^\circ \times 1^\circ$ grid. This data set is a pure reanalysis product. As discussed above, it should be amended by combining with gridded observational data to remove systematic errors in the reanalysis fields. The observational data are thus required to have a high-resolution in space and cover a long period. There are few datasets that satisfy this demand. Notable exceptions are the monthly time step Global Precipitation Climatology Project (GPCP) dataset (Xie and Arkin 1996 ; Xie et al. 1996), the monthly 1900-88, $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ precipitation dataset of Dai et al. (1997, hereafter Dai), and the $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ daily time step dataset being developed by Piper and Stewart (1996, henceforth PS) . These products either cover relatively short periods (1970s to present ; GPCP, PS) or are coarse resolution (Dai). The precipitation and temperature of the CRU data set (New et al. 1999 ; New et al. 2000) appear to be the best choice to correct NCEP/NCAR products. The CRU data set is a high-resolution (0.5°) monthly product over continents only which includes for the 1901-2000 period a gauge-only estimate of precipitation as well as other near surface climatic variables.

Because no observationally-based radiation data for the period of 1948-present is available, the Surface Radiation Budget (SRB) data produced at NASA/Langley Research Center for the period of 1983-1995 will be applied here for a simple bias correction of the reanalysis product.

Precipitation

The hybridization of the reanalysis with CRU precipitation has been done in using the process proposed in GSWP2 (Dirmeyer et al. 2002 ; Zhao and Dirmeyer 2003). Monthly CRU data are first transformed from the original 0.5° resolution to the 1° resolution of NCC. Then, the reanalysis systematic errors are removed via a multiplicative scaling factor based on the ratio of observed monthly rainfall to reanalysis estimates :

$$[P]_{Y,M,D,T} = \frac{[P_{CRU}]_M}{[P_{NCEP}]_M} [P_{NCEP}]_{Y,M,D,T} \quad (4.3)$$

To adjust the precipitation data, the value at a grid box of the reanalysis precipitation at a given year (Y), month (M), day (D) and 6-hourly time interval (T) is scaled by the ratio of the monthly mean observed precipitation to the corresponding mean value from the reanalysis for that month. This approach avoids problems of negative values in positive definite quantities such as precipitation.

The partition of snowfall and rainfall is calculated by a simple function of total precipitation and near-surface air temperature (T_{air}). When T_{air} is smaller than 273.15 K, precipitation is assumed to be all snowfall. When T_{air} is greater or equal to 273.15 K, precipitation is assumed to be rainfall.

Atmospheric state variables

To make a consistent adjustment of near-surface air temperature to the $1^\circ \times 1^\circ$ grid, the CRU temperatures were corrected for the altitude difference between the CRU grid and the NCC grid. The monthly CRU temperature data were aggregated from 0.5° to 1° , and then used to hybridize the 6-hourly NCEP/NCAR reanalysis 2-meter air temperature data by correcting the differences of monthly mean :

$$[T]_{Y,M,D,T} = [T_{NCEP}]_{Y,M,D,T} + [T_{CRU}]_M - [T_{NCEP}]_M \quad (4.4)$$

The correction of temperature will affect the surface pressure, which depends on the temperature (equation 4.2), and will also affect the estimated saturation specific humidity. Thus, it is necessary to adjust the estimates of surface pressure and specific humidity from the reanalysis. This is done by using the equation 4.2 with the temperature before and after the correction.

In the new 53-year NCC atmospheric forcing data, the reanalysis wind products have not been corrected and are used as they are.

Radiation

To our knowledge there are no radiation data-sets over the period of 1948 to present available with a high enough resolution in space and time to be used here for the correction of the reanalysis. The SRB data produced at NASA/Langley Research Center for the period of 1983-1995 which is available at a resolution of $1^\circ \times 1^\circ$ in space and three-hour in time seems to be the best choice and is thus used here for a simple bias correction of the reanalysis product. Thus NCC uses the same observational data as GSWP2 for the hybridization of radiation.

The equation for generating a bias corrected downward shortwave radiation is :

$$[SW]_{Y,M,D,T} = \frac{[SW_{SRB}]_{\overline{M}}}{[SW_{NCEP}]_{\overline{M}}} [SW_{NCEP}]_{Y,M,D,T} \quad (4.5)$$

where SW is surface incident shortwave radiation. The index \overline{M} means the mean monthly value of SW for the period of 1983-1995. The same calculation is applied for downward long-wave data.

4.3.3 Model description and experimental design

4.3.3.1 Brief description of ORCHIDEE LSM and the runoff routing scheme

The description of ORCHIDEE is given in Verant et al (2004) and Krinner et al. (2004) but the key items are briefly presented here.

ORCHIDEE (Organising Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems) is the new LSM of the Pierre-Simon Laplace Institute (IPSL). It has been developed for regional studies either within a GCM or in a stand-alone mode. It is composed of :

- the previous LSM of the Laboratoire de Météorologie Dynamique, SECHIBA, which computes the physical processes at the interface between soil, vegetation and atmosphere, the water fluxes in the soil and the control of evaporation by soil moisture (Ducoudré et al. 1993 ; de Rosnay and Polcher 1998),
- the carbon cycle model of the Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, STOMATE, which simulates the biochemical processes at the surface (Viovy 1996),
- a representation of the dynamical evolution of the vegetation and the carbon budget derived from the LPJ (Lund-Potsdam-Jena) model (Sitch et al. 2000).

The two last components of ORCHIDEE are not used in this study.

The vegetation distribution in ORCHIDEE is based on the International Geosphere Biosphere Programme (IGBP) land cover map (Belward et al. 1999). The soil hydrology consists of two moisture layers with the upper one having a varying depth. The total soil depth is constant at 2 m

and the soil has a maximum water content per unit of soil volume (de Rosnay and Polcher 1998). Runoff occurs when the soil is saturated and it is the only runoff mechanism in the model. A new development of the model is to include a routing scheme, which uses a map of the world basins built by combining the map built by Vörösmarty et al. (2000) and the one built by Oki et al. (1999). At each time step, runoff and "drainage" fluxes are temporarily stored in three reservoirs which have different residence time constants (Figure 2.3). The water is progressively routed to the oceans, following the main slopes and taking into account the tortuous path of the river channels, through a cascade of linear reservoirs.

The representation of vertical and horizontal water fluxes in the same model allow us to simulate the impact of floodplains and irrigation on the continental water cycle and to represent endorheic basins which are not connected to oceans by rivers. The water carried by rivers in endorheic basins will return to the soil moisture reservoir at the point of convergence. The floodplains outside of the high latitudes are treated by a simple parameterization which disperses the flood wave and returns waters to the soil moisture. This process is only activated in regions identified as wetlands in the vegetation map. The parameterization of the irrigation is described in de Rosnay et al. (2003).

4.3.3.2 Experimental design

In the following sections of this paper, we analyze the outputs of ORCHIDEE LSM forced by different meteorological data to validate our new NCC data. In the NCC data construction process, we have obtained several atmospheric forcing data sets for 53 years from 1948 to 2000 as described in Table 4.2. Each forcing data set contains 8 variables (see Table 4.1) which may either be the pure reanalysis products (NCEP), the reanalysis corrected by CRU data (CRU) or the reanalysis corrected by the SRB data.

Forcing data sets	Rainf	Snowf	Tair	Qair	Psurf	SWdown	LWdown	Wind
NCEP	NCEP	NCEP	NCEP	NCEP	NCEP	NCEP	NCEP	NCEP
NPRES	CRU	CRU	NCEP	NCEP	NCEP	NCEP	NCEP	NCEP
NCRU	CRU	CRU	CRU	CRU	CRU	NCEP	NCEP	NCEP
NCC	CRU	CRU	CRU	CRU	CRU	SRB	SRB	NCEP

TAB. 4.2 – Description of the atmospheric forcing data sets constructed to evaluate the added value of NCC. NCEP : pure reanalysis products ; CRU : reanalysis corrected by CRU data ; SRB : reanalysis corrected by SRB data.

These data sets are used to force the ORCHIDEE LSM and the model output obtained with these respective data sets will also be called NCEP, NPRES, NCRU and NCC. In section 4.3.6, the GSWP2 forcing data are also used for an ORCHIDEE simulation and the obtained output for the period 1986-1995 will be called GSPW2.

4.3.4 Validation of NCC and ORCHIDEE LSM

As most variables describing the state of the surface are not directly observable, to assess the quality of ORCHIDEE LSM, we take advantage of the integrated routing scheme which allows us to compare the simulated and the observed river discharge over the largest river basins. River discharge is an appropriate observable measure to validate the large-scale water balance. The river discharge measurements used here are the dataset provided by the Global Runoff Data Center (GRDC) (<http://www.grdc.sr.unh.edu/>) and the dataset provided by UCAR (<http://dss.ucar.edu/datasets/ds552.1/>). The last dataset contains monthly river discharge rates for 4425 locations around the world except for the former Soviet Union. This dataset has certain observations which don't exist in the GRDC data, for example the discharge measurements at the station Timbues of Paraná, the measurements from 1983 to 1997 at the station Vicksburg of Mississippi, etc. In this study, the GRDC data was used for the stations in the former Soviet Union.

When the simulated river discharges and the observations are compared, only the period overlap is used to compute statistics.

4.3.5 The Amazon basin, a test case

The objective of the present section is to show the importance of data correction as well as to prove the quality of NCC data set over the Amazon basin, which is the world's largest basin with a total area of 6.14×10^6 km².

The result obtained over the Amazon basin is illustrated in Figure 4.10. This figure represents the mean seasonal (Figure 4.10a) and the anomaly signals (Figure 4.10b) of the river discharge observed and simulated at the station Obidos of the Amazon (1.95 S, 55.51 W) from 1970 to 1997. Figure 4.10a shows that the mean seasonal discharge simulated by NCEP experiment (black-dotted curve) is lower than the observations (red curve) and reflects well the error in the precipitation of the reanalysis. After correcting the precipitation (NPRE experiment, green curve), the simulated river discharge gives more satisfactory results. Figure 4.10b shows that NPRE experiment describes well the interannual signal from 1970 to 1990 and even better in the 1990s.

The correction of temperature (NCRU experiment, brown curve) changes slightly the Amazon discharge (maximum 1.5% in amplitude). This correction becomes more important in the regions of high latitude (about 25% in amplitude and 1 month of phase shift over the Lena basin, *see next section*). The additional correction of radiation (NCC experiment, blue curve) increases the amplitude of the simulated discharge and provides NCC discharge a more realistic amplitude (Figure 4.10a). However, we should note that the high flow in the mean seasonal signal is too soon with a phase shift of about 1 month in the simulations. The temperature and radiation corrections have a very little effect on the anomaly signal (Figure 4.10b).

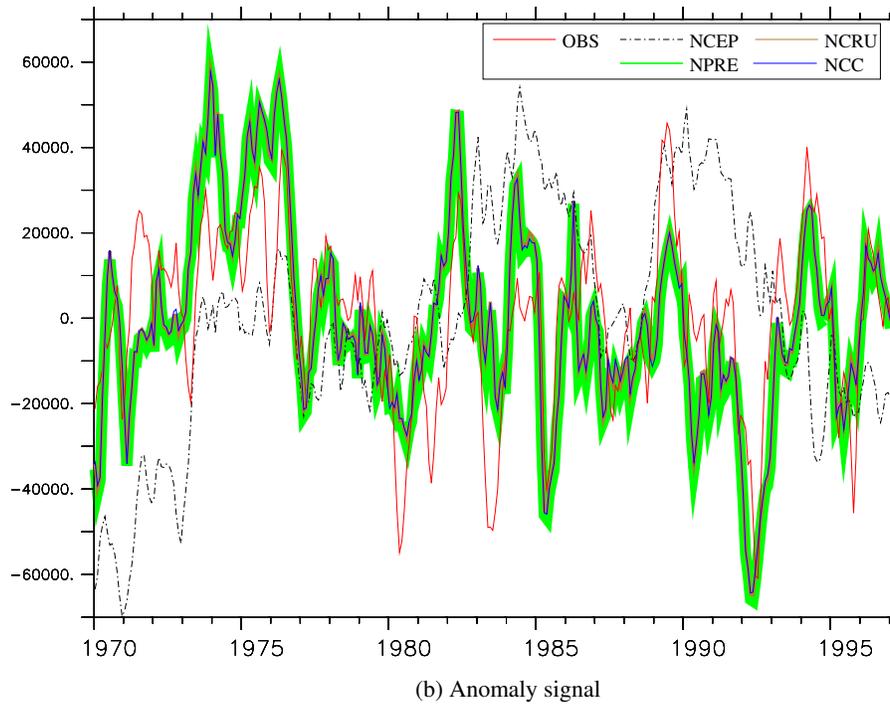
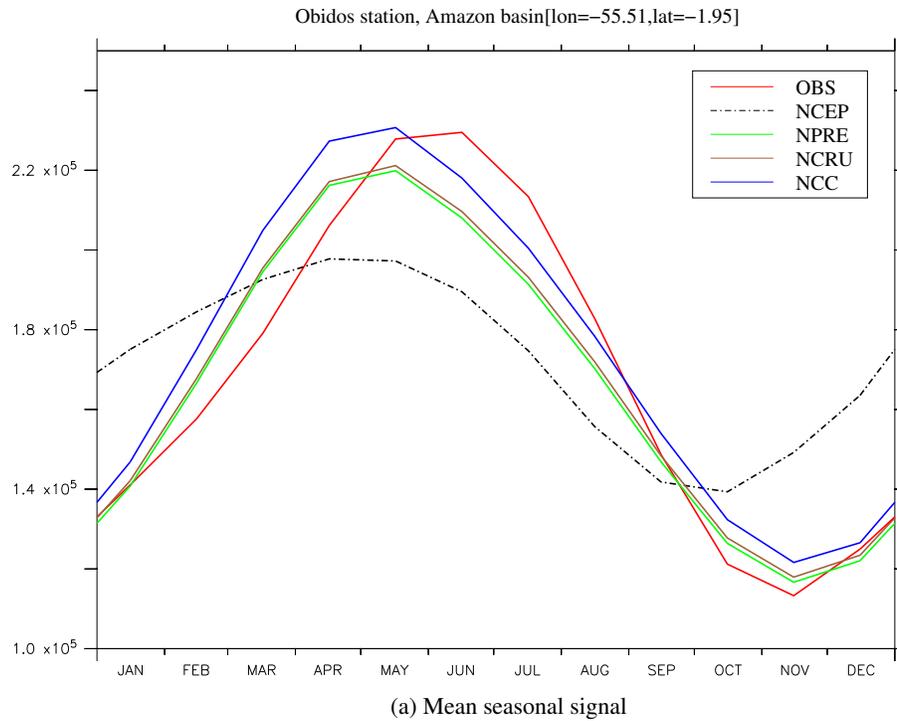


FIG. 4.10 – Discharge from 1970 to 1997 simulated by NCEP, NPRE, NCRU and NCC experiments compared to the observed river discharge at Obidos, Amazon : (a) mean seasonal signal ; (b) anomaly signal. Because of the similarity of the NPRE, NCRU and NCC anomaly curves, different thickness are used to distinguish them. Units in m^3/s .

To provide a more condensed view of these results, figure 4.11a displays a Taylor diagram (Taylor, 2001) which shows the error in the simulated discharge for the full time series. This error is then decomposed into the part present in the mean annual cycle and the part associated to the interannual variations and displayed using two other Taylor diagrams (figures 4.11b and 4.11c). The Taylor diagrams provide the ratio of standard deviation as a radial distance and the correlation with observations as an angle in the polar plot for all four simulations. Consequently, the observed behavior of the Amazon's discharge at Obidos is represented by a point on the horizontal axis (zero correlation error) and at unit distance from the origin (no error in standard deviation). In this coordinate system, the linear distance between each experiment's point and the "observed" point is proportional to the root mean square model error. Figure 4.11a is a discharge comparison for the entire period 1970-1997 for which observations are available. It shows the qualities of the river discharges simulated by the 4 experiments. NCEP discharge is far from the observations, its simulated variance is underestimated at 50% of observed and its correlation with observations is only of 0.4. NPRE and NCRU are better simulations and very similar because of the small effect of temperature correction. The NCC simulation has the best simulated discharge. It closely matches the observed magnitude of variance and exhibit a correlation of about 0.9 with the observations.

Figure 4.11b and 4.11c illustrate respectively the statistics of the mean seasonal signal and the anomaly of the simulated Amazon discharge compared against the observations. They strengthen the results from figure 4.11a : over the Amazon, the quality of simulated discharge depends principally on the quality of precipitation input ; and the temperature correction has little effect on the simulated discharge. For the mean seasonal signal, the NCC simulation shows the best amplitude but its correlation with the observations (about 0.9) is slightly smaller than the ones for NPRE and NCRU (about 0.95). In figure 4.11c, the correlation is not as good as in 4.11a and 4.11b (about 0.7 for the 3 experiments NPRE, NCRU and NCC) and the variance is too strong and points to problems in the simulated interannual variability which will be discussed later.

4.3.5.1 The 10 largest rivers

The objective of this section is to show the improvement of 53-year forcing data set after each step of data correction over the world's 10 largest rivers (by the estimated river mouth flow rate). Table 4.3 presents the 10 stations closest to the mouth of these rivers and the period in common for the observations and the numerical experiments. For most of these rivers a station could be found with a long enough record to provide a meaningful evaluation. Notable exceptions are the Brahmaputra and the Mekong. This choice of basins and stations is biased toward the tropical basins which is favorable to our model as the treatment of soil and river freezing is still simplistic and an evaluation of the atmospheric forcing in the high latitudes with ORCHIDEE would not be very meaningful. Over the Congo basin, there are 2 discharge stations at nearly the same location, Kinshasa and Brazzaville. Kinshasa provides continuously observations from 1903 to 1983 while for Brazzaville only the period 1971 to 1989 is available. During their common period (1970-1983) the recorded discharges show discrepancies of about 6%. In this section, the discharge measured at Kinshasa station from 1950 to 1983 are used because of the longer common period

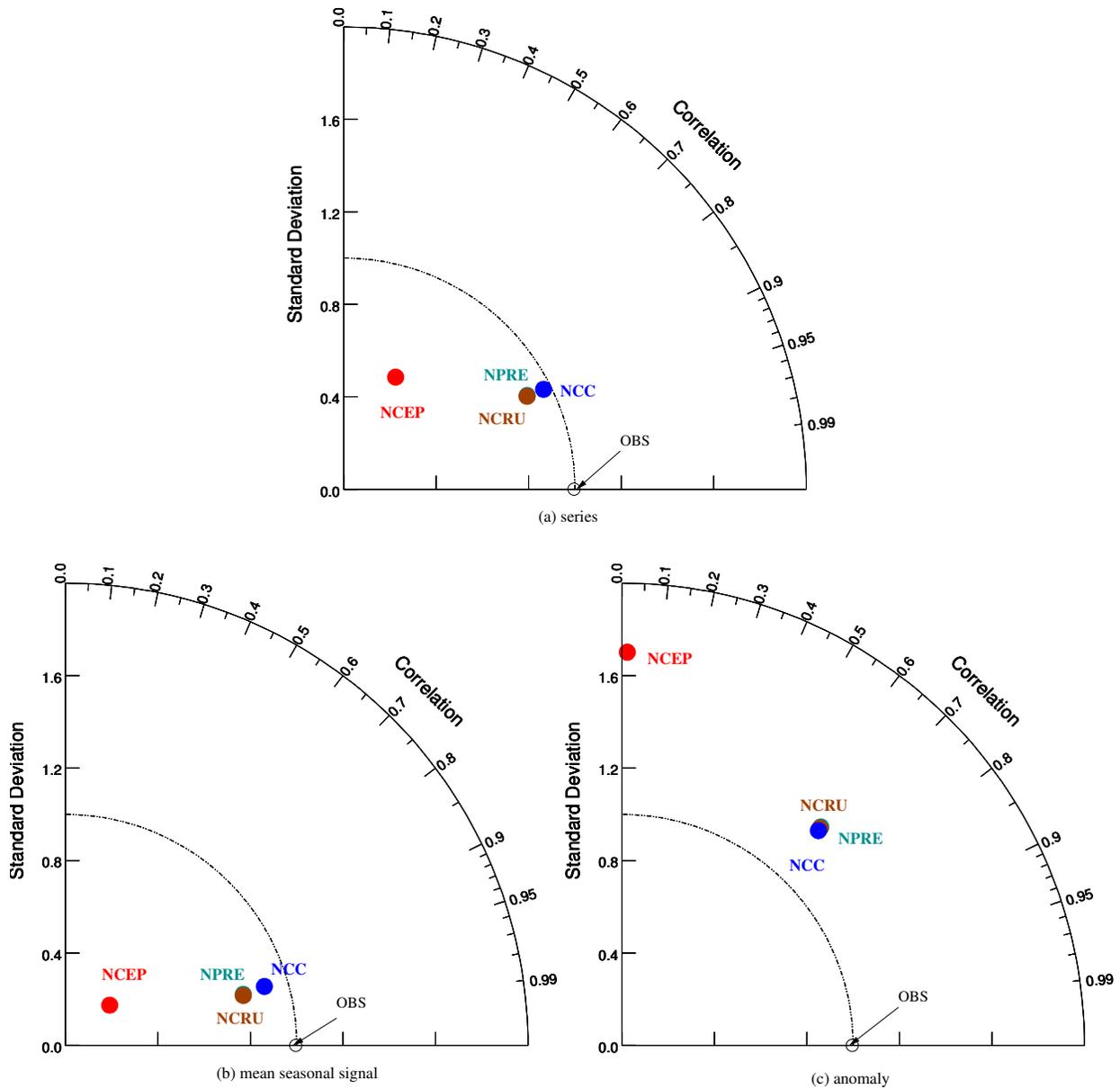


FIG. 4.11 – Taylor diagram illustrating the statistics of Amazon river discharge at Obidos simulated by NCEP, NPRES, NCRU and NCC experiments compared against the observations from 1970 to 1997 for (a) full series, (b) mean seasonal signal, and (c) anomaly.

with NCC. Later, in the comparison with GSWP2 the observations from Brazzaville are used because the overlap for the 1986-1996 period is larger.

No	Station	River	Longitude	Latitude	Period
1	Obidos	Amazon	-55.51	-1.94	1970-1997
2	Kinshasa	Congo	15.30	-4.30	1950-1982
3	Puente Angostura	Orinoco	-63.60	8.15	1950-1989
4	Datong	Changjiang	117.62	30.77	1950-1988
5	Bahadurabad	Brahmaputra	89.67	25.18	1973-1975
6	Vicksburg	Mississippi	-90.90	32.31	1950-1997
7	Igarka	Yenisey	86.50	67.48	1950-1983
8	Timbues	Paraná	-60.71	-32.67	1950-1993
9	Kusur	Lena	127.65	70.70	1950-1983
10	Pakse	Mekong	105.80	15.12	1982-1984

TAB. 4.3 – The 10 stations closest to the ocean of the world’s 10 largest rivers (arranged by the estimated river discharge). The "period" column indicates the years within 1948-2000 where we have a continuously observed discharge.

Figures 4.12, 4.13 and 4.14 illustrate the statistics of the simulated world’s 10 largest river discharges compared to the observations for the whole observed period, the mean seasonal signal and the anomaly signal respectively.

For almost all the basins, figure 4.12 shows very clearly that the data have better quality after each correction. The simulated discharges of the Amazon, Changjiang and Brahmaputra are quite realistic ; their correlations with the observations vary from 0.9 to 0.95 and their normalized standard deviations are very close to 1. For all basins, discharges obtained for NPRES show a great improvement compared to the NCEP experiment, which illustrates that precipitation biases input are the main reason of non-realistic simulated discharges.

The temperature correction (NCRU) has a small effect on the river discharge at low and middle latitudes. At high latitudes (see Yenisey and Lena basin), temperature correction becomes more important because change in temperature will also affect the precipitation input (partition between rain and snow), which consequently changes the processes at the surface.

The radiation correction (NCC) improves the forcing quality, especially in term of discharge amplitude. This correction has nearly no effect in term of phase as only a bias correction was performed in the reanalysis products.

For the Kinshasa station (Congo basin), the simulated discharges is practically un-correlated with the observations for all experiments. As discussed by Oki et al. (1999), the low raingauge density (New et al., 2000) leads to poor precipitation estimates over the basin which in turn degrades considerably the simulated discharge. If one can use ORCHIDEE as an indirect evaluator of precipitation climatologies, one would have to conclude that the annual cycle of precipitation is better represented in the reanalysis than by the estimation based on raingauges. But before

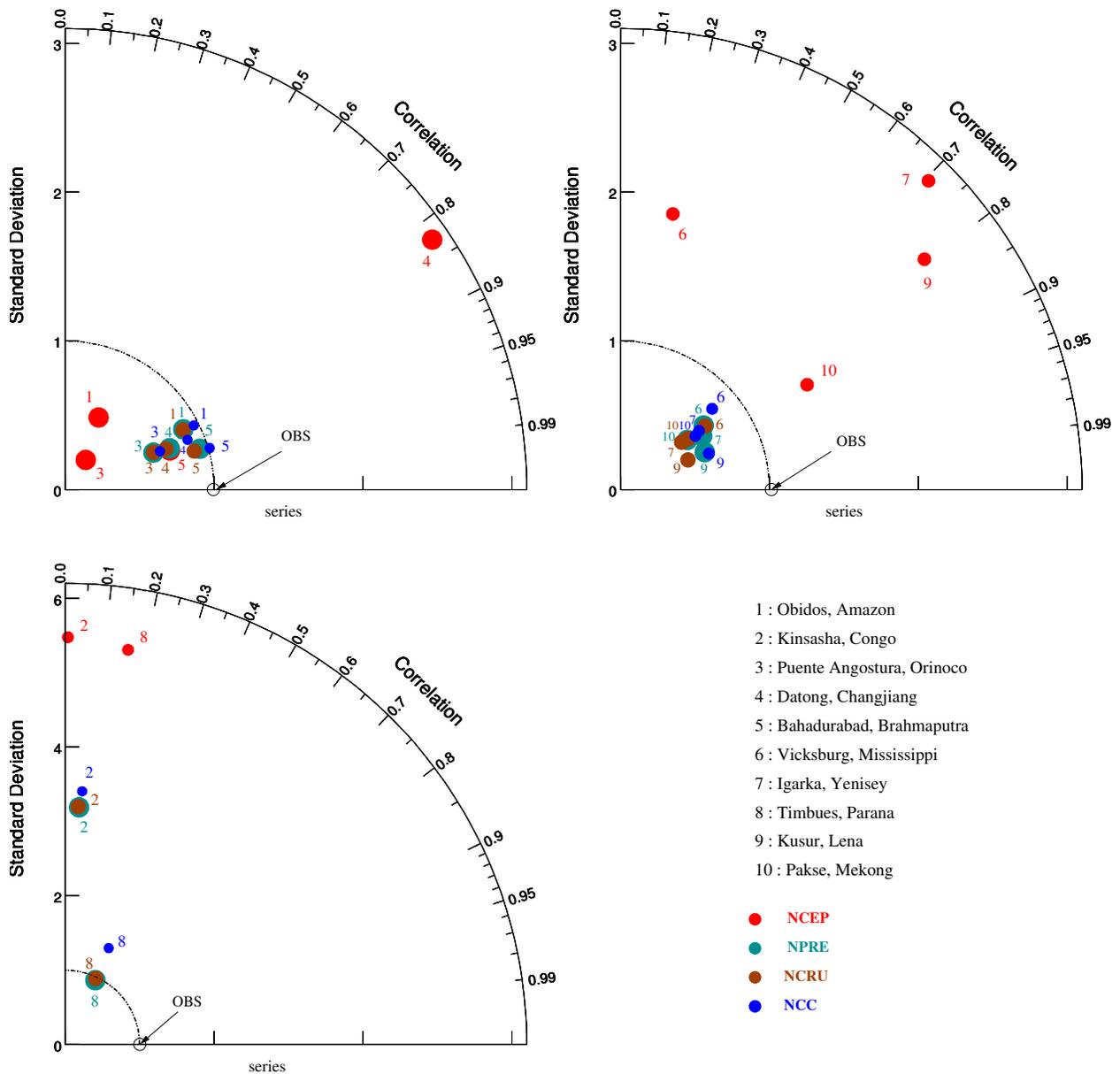


FIG. 4.12 – Taylor diagram illustrating the statistics of 10 largest rivers discharges simulated by NCEP, NPRES, NCRU and NCC experiments compared against the observations for the whole common (observation and simulation) period. Note the different axis scales between the plot which represents two stations Kinsasha, Timbues and the two other plots.

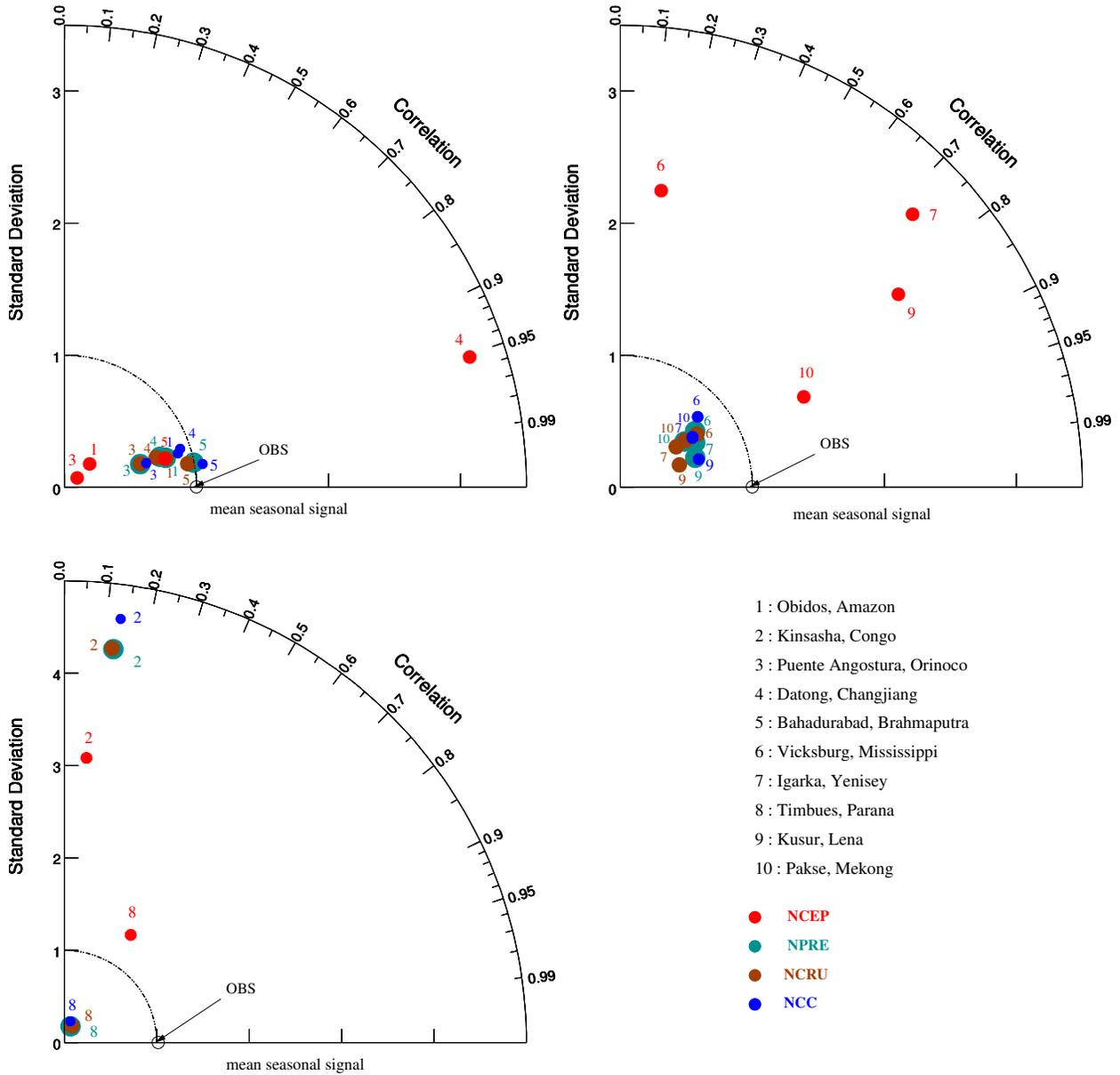


FIG. 4.13 – Same as figure 4.12 but for mean seasonal signal.

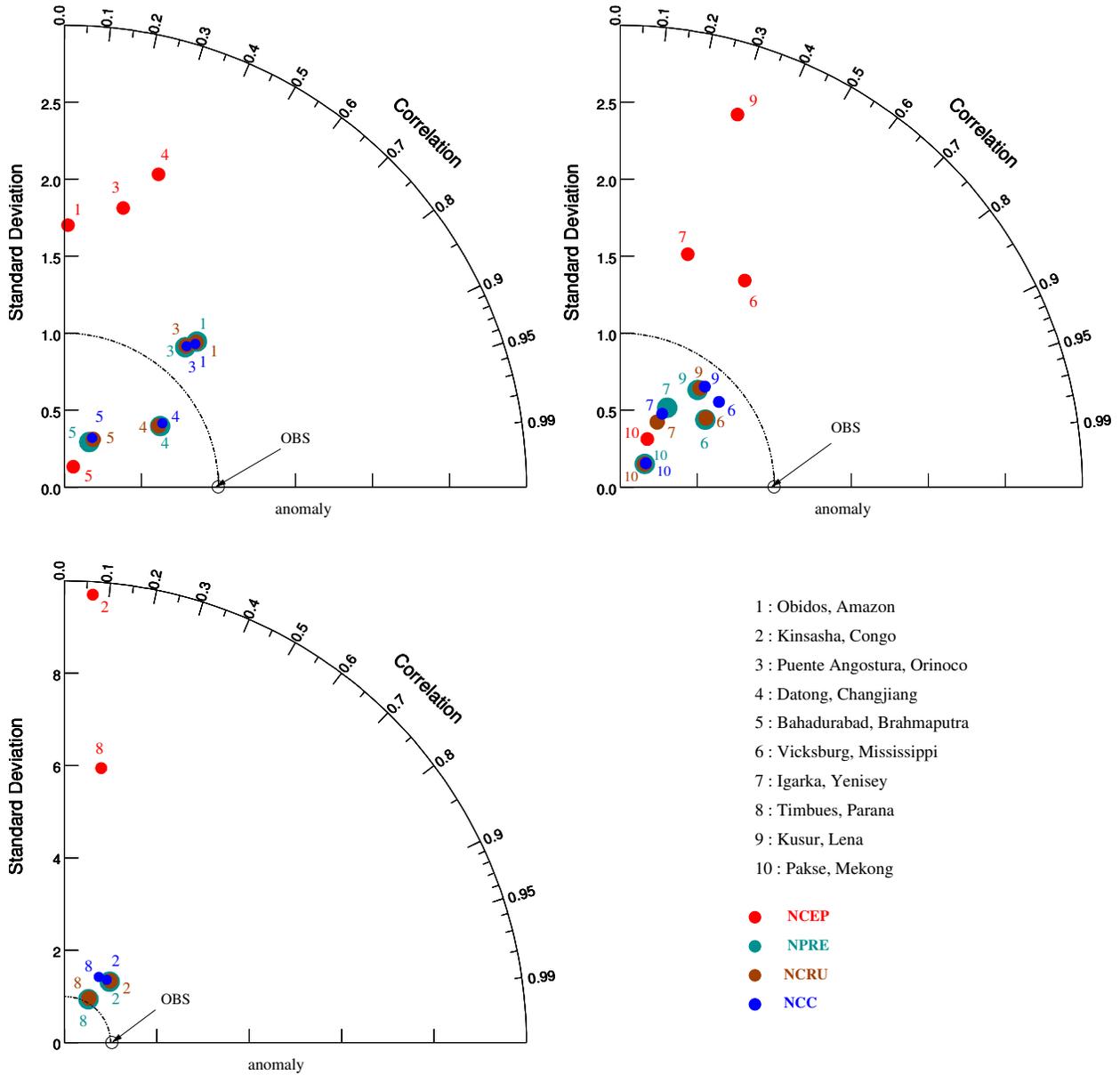


FIG. 4.14 – Same as figure 4.12 but for anomaly signal.

one would reach such a conclusion ORCHIDEE will need to be more thoroughly evaluated, especially the parameterization of floodplains, as they play an important role in the Congo basin.

Except for poor forcing precipitation, this bias may also be explained by the fact that ORCHIDEE does not properly represent the natural dissipation of water from river channels to surrounding land, water used by the cities, irrigation and dam constructions.

Figure 4.13 shows that there is a small variance ratio and a weak correlation in the mean seasonal cycle of the simulated discharge at Timbues (Paraná basin). The main cause of this deficiency is the existence of floodplains over the Paraná basin (see figure 4.15) which flatten the annual cycle and which are very difficult to represent in a coarse land surface model. The inclusion of a representation of floodplains in the ORCHIDEE LSM improves the amplitude of simulated Paraná river discharge ; however large discrepancies with seasonal variations remain.

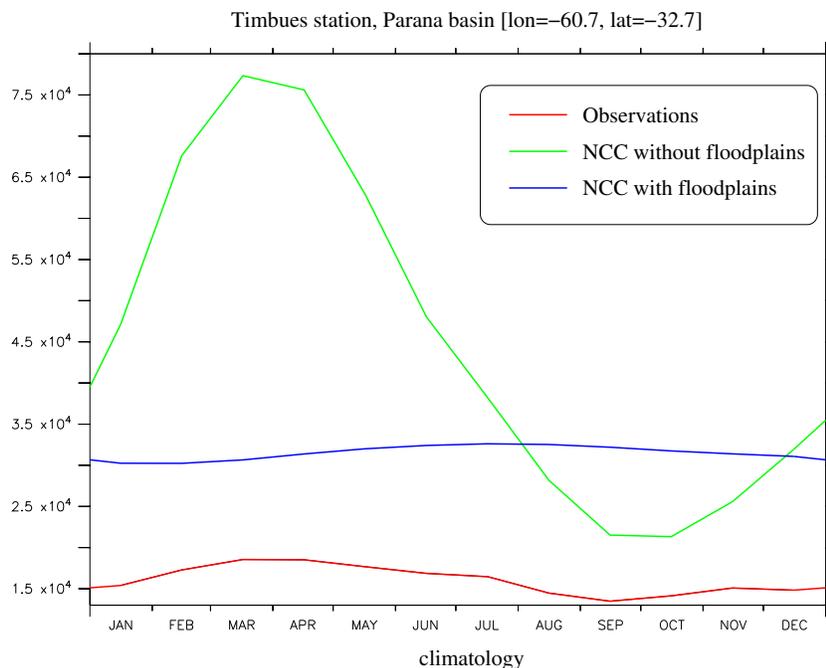


FIG. 4.15 – Mean seasonal signals observed, simulated by NCC experiment with and without floodplains at Timbues station, Paraná. Units in m^3/s .

In figure 4.12 one may note that except for the Congo and Paraná, the simulated discharges tend to be lower than the observations. Too high temperature, too strong wind, too high incoming solar radiation, too low humidity in the forcing data or inadequate land surface parameters could be the causes of discharge underestimates. Among them, Oki et al. (1999) have considered two causes. The first one is related to the disaggregation into 6 hourly of the CRU monthly precipitation. The precipitation intensity is weaker and more continuous than reality so that the simulated evapotranspiration from intercepted water should be larger than reality and result in too low runoff. As a consequence discharges simulated by ORCHIDEE LSM should be lower than observed. Another cause of the underestimation could be due to the observational problems of raingauges. Gauge measurements that tend to underestimate the true precipitation because of

strong wind will reduce the capture ratio of a raingauge. This effect is especially significant for snow precipitation (see the simulated discharges of Yenisey and Lena).

In the mean seasonal signal (figure 4.13), except for the Congo and Paraná, the correlations of simulated and observed discharges vary between 0.8 and 0.99, which are quite satisfactory. On the other hand, for the interannual variances of simulated discharges the correlation is always lower than 0.8, although the amplitudes are well represented. This result could very well point to limitations in the routing scheme of ORCHIDEE as the 3 reservoir approach might be unable to represent properly fluctuations over longer time scales. As the quality of the observed discharge over long time periods is not know, the severity of the model’s deficiency cannot be evaluated.

4.3.6 Comparison between NCC and GSWP2

In the previous section, we have shown that each step of correction makes the 53-year forcing data better. The NCC forcing allows us to simulate realistically the discharge of the world’s largest rivers. This section is a comparison between the new NCC data and the atmospheric forcing data set of GSWP2 over the common period 1986-1995. Figure 4.16 shows Taylor diagrams which compare the discharges (figure 4.16a), the mean seasonal cycle (figure 4.16b) and the interannual anomalies (figure 4.16c) for 6 of the 10 largest rivers of the world simulated to observations for ORCHIDEE forced by GSWP2 and NCC (see Table 4.4). Four rivers were left out here because of the lack of discharge observations during 1986-1995 period. Over the Congo basin, the discharge measured at Brazzaville was used because Kinshasa only provides the observations until 1983 (Brazzaville provides the data from 1971 to 1989).

No	Station	River	Longitude	Latitude	Period
1	Obidos	Amazon	-55.51	-1.94	1986-1997
2	Brazzaville	Congo	15.28	-4.29	1986-1989
3	Puente Angostura	Orinoco	-63.60	8.15	1986-1989
4	Datong	Changjiang	117.62	30.77	1986-1988
5	Vicksburg	Mississippi	-90.91	32.31	1986-1995
6	Timbues	Paraná	-60.71	-32.67	1986-1993

TAB. 4.4 – Stations and period used to compare the discharges simulated by GSWP2 and NCC experiments to the observations (see figure 4.16).

Figure 4.16a shows that the discharges for Brazzaville (Congo) and Timbues (Paraná) simulated with GSWP2 and NCC are far from the observations. The reasons have been discussed in the above section. The discharges at Obidos (Amazon) and Datong (Changjiang) are slightly better in NCC than in GSWP2. For the Orinoco and Mississippi, discharges simulated with NCC are better than those obtained with the GSWP2 forcing. Figure 4.16b and 4.16c confirm the better quality of NCC discharges compared to GSWP2, especially for the interannual variability (figure 4.16c) where NCC provides a better simulation.

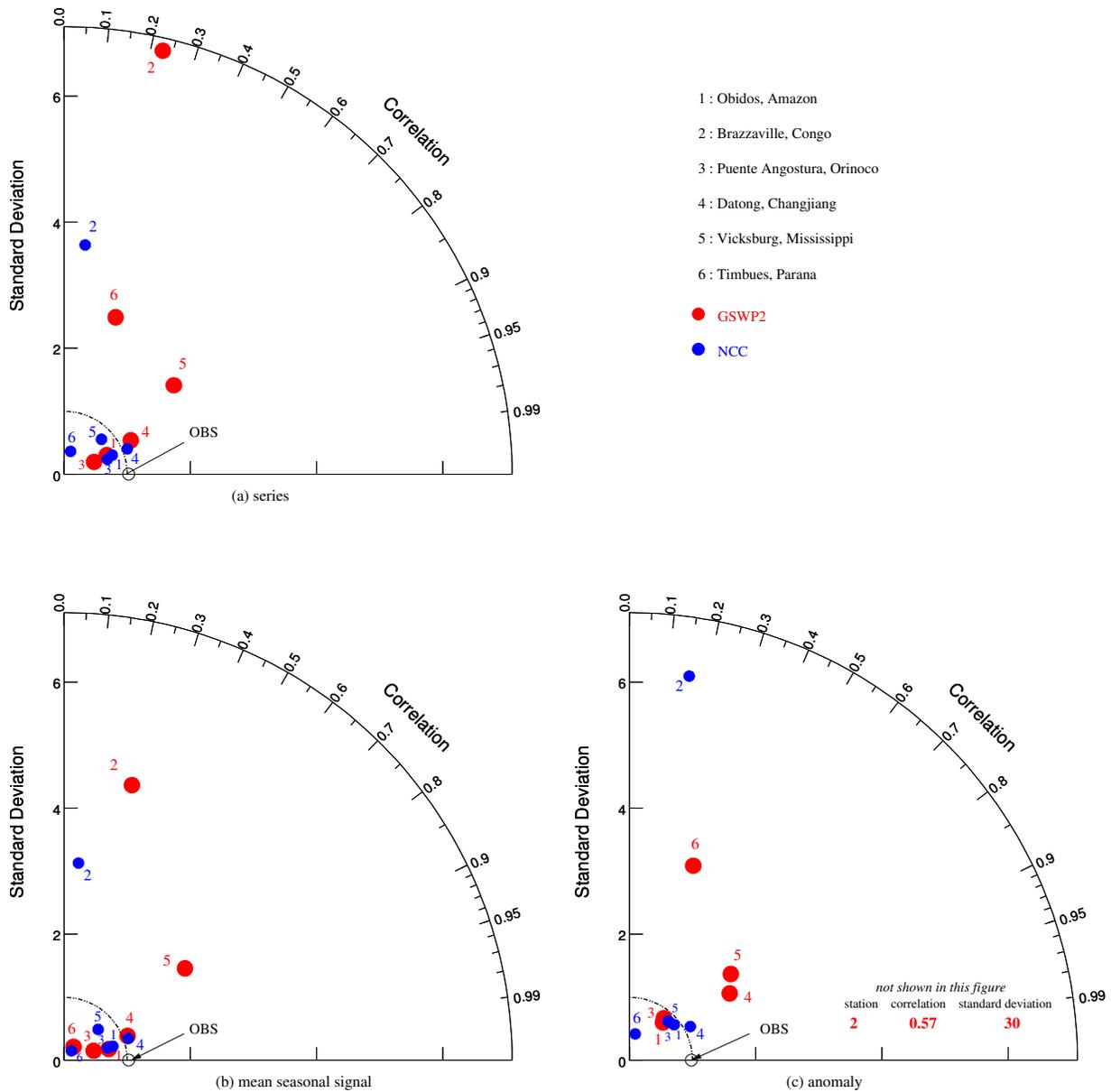


FIG. 4.16 – Taylor diagram illustrating the statistics of discharges simulated using GSWP2 and NCC compared to observations for (a) full series, (b) mean seasonal signal, and (c) anomaly.

At the stage of this study, we are unable to understand why the simulated river flows with NCC data seem in better agreement with observations than GSWP2. The fact that the precipitation data are not the same and are used with different time step (3-hourly and 6-hourly for GSWP2 and NCC respectively) are probably the causes of these differences. This question would deserve another careful study in the near future.

For the period in common, the results of ORCHIDEE forced by GSWP2 and NCC are similar with a small advantage for the longer forcing data set. The fact that for the construction of GSWP2 better observations were available and used gives us some confidence that NCC is reliable forcing data set for the period 1948 to 2000.

4.3.7 Conclusions

This study was aimed at constructing a 53 year forcing data set for land surface models. We have used NCEP/NCAR reanalysis and have corrected them with a number of independent in situ observations. The resulting data set, called NCC, has been used as input for the ORCHIDEE LSM and the simulated river discharges were used to validate the simulations.

It was shown that, by far, the correction of precipitation, with the observations collected by the CRU, gives the most important improvement in river discharge. However, the temperature and net radiation corrections also provide improvements which are not negligible. When the simulated river discharges are compared with the ones obtained using the GSWP2 forcing data set, for the same period, the similar discharges produced by ORCHIDEE gives some confident that the 53 year forcing is reliable. It will be certainly very interesting to confirm these results with other simulations performed using different land surface models.

The NCC data is an important step for understanding of the continental water cycle evolution over the last half century. It will allows us to validate the ability of our land surface models to respond to the interannual variability of the atmospheric forcing. A progressively increasing confidence in the output of our LSMs will enable the community to provide for instance oceanographers with estimates of the freshwater input into the oceans and it's variability and trends. The simulated surface processes over the last 53 years will also allow us to refine studies of the impact of climate change on water such as the one proposed by Milly et al. (2002).

Acknowledgement

The authors wish to thank Alan Robock and the anonymous reviewer for helpful suggestions on improving the manuscript. We are grateful to the National Centers for Environmental Prediction, the Climate Research Unit from the University of East Anglia, the NASA/Langley Research

Center, the Global Runoff Data Center, the University Corporation for Atmospheric Research, the GSWP2 project for having provided their data sets. We would like to thank the Institut du Développement et des Ressources en Informatique Scientifique for computer time allocated.

Chapitre 5

Quelques applications de NCC

Au cours du précédent chapitre, nous avons présenté la construction et la validation d'un forçage atmosphérique sur une période longue de 53 ans (1948-2000) pour les modèles de surface. Le forçage, appelé NCC, est un élément important pour la compréhension de l'évolution du cycle de l'eau continentale au cours de ces dernières décennies. NCC nous permet de valider la capacité des modèles de surface en répondant à la variabilité interannuelle du forçage atmosphérique. Il nous permet également de raffiner les études de l'impact du changement climatique sur le cycle de l'eau.

Plusieurs groupes de recherche dans le monde sont en train d'utiliser les données NCC et les simulations forcées par NCC. La NASA nous a demandé cette base de données qui permettra au groupe LDAS (Land Data Assimilation Systems) d'étudier l'évolution des bilans hydrologiques sur les Etats Unis. Le groupe du Dr. Bryant McAvaney au "Bureau of Meteorology Research Centre" en Australie a besoin de NCC pour quantifier les changements des réserves en eau sur l'Australie et le bassin du Murray-Darling. Le groupe du Dr. Chris Milly au GFDL utilise NCC pour forcer leur modèle de surface LaD. Dr. Adam Schlosser au MIT (Massachusetts Institute of Technology) a demandé NCC pour ses études sur la relation entre le changement de climat et l'économie.

Au cours de ma thèse, j'ai aussi eu l'occasion de collaborer avec les chercheurs français qui ont utilisé la simulation NCC pour leur étude à l'échelle régionale. Je voudrais remercier Josyane Ronchail du LOCEAN (Laboratoire d'OCEANOgraphie et du climat) pour l'étude sur les débits du bassin Amazonien (Ronchail et al., 2005). Je remercie également François Declaux à l'Université Montpellier II pour l'étude sur le niveau du lac Tchad au cours des 50 dernières années (Declaux et al., 2005).

Dans ce chapitre, nous allons présenter quelques applications de NCC. Nous allons d'abord, dans la première section, utiliser NCC pour les études de la contribution de l'eau continentale aux variations du niveau de la aux échelles de temps décennales. Les résultats de ce travail ont été publiés dans *Geophys. Res. Lett.* (Ngo-Duc et al., 2005c) et ce papier a été choisi par

les éditeurs comme un "highlight" du journal. Ensuite, dans la section 5.2, nous allons présenter quelques résultats préliminaires de l'étude des changements des débits des 10 plus grands fleuves du monde au cours des 50 dernières années. La dernière section de ce chapitre sera consacrée à une comparaison entre l'humidité du sol simulée par ORCHIDEE et la banque de données de Robock et al. (2000).

5.1 Effet de l'eau continentale sur le niveau de la mer : article publié dans *Geophys. Res. Lett.*

5.1.1 Résumé de l'étude

Le contexte de cette étude a été essentiellement discuté dans la section 4.1.3. Nous allons ici brièvement présenter les résultats obtenus.

Cette étude a utilisé les sorties du modèle de surface ORCHIDEE, forcé par le forçage atmosphérique NCC, pour estimer les effets de l'eau continentale au niveau de la mer. Nous avons montré que, au cours des 50 dernières années, aucune tendance significative n'a été détectée dans les variations du stockage de l'eau sur les continents (Figure 5.4). Par contre, il existe une forte variabilité décennale (de l'ordre de 6 mm), induite par la précipitation entrée du modèle (Figure 5.5). La plus grande variation du stockage de l'eau est associée aux eaux souterraines et au ruissellement à la surface ($\sim 75\%$), suivie de l'humidité de sol ($\sim 22\%$). Dans ORCHIDEE, la neige ne contribue pas de manière significative à cette variation interannuelle bien que le signal saisonnier était prépondérant (voir la figure 3.7).

La figure 5.1 montre que les tendances du stockage de l'eau existent régionalement, malgré le fait qu'aucune tendance n'a été détectée dans le signal global. Dans les régions comme l'Afrique Centrale, les continents ont perdu beaucoup d'eau pendant les 50 dernières années. Par contre, dans certaines régions de l'Amazonie, de l'Asie Centrale et de l'Australie, les sols ont actuellement plus d'eau par rapport aux années 1950s.

La figure 5.2 compare les variations de la contribution au niveau de la mer du stockage de l'eau sur les continents, simulées par ORCHIDEE et par LaD (Milly et al., 2003) pour les deux dernières décennies (la période de la simulation LaD est de 1981 à 1998). Cette figure montre que le signal d'ORCHIDEE a une amplitude de variations plus grande que celle de LaD. Les variations interannuelles des deux courbes se ressemblent. Le stockage de l'eau simulé par ORCHIDEE montre une tendance généralement décroissante à partir de 1993, qui n'a pas été détectée par LaD. Cette différence entre les deux simulations peut être expliquée par le fait que LaD a utilisé le forçage de précipitation basé sur les données CMAP (CPC (Climate Prediction Center) Merged Analysis of Precipitation)(Xie and Arkin, 1997) tandis qu'ORCHIDEE a utilisé celui basé sur les données CRU. Or ces deux données ont des variations différentes sur les continents à partir de 1993.

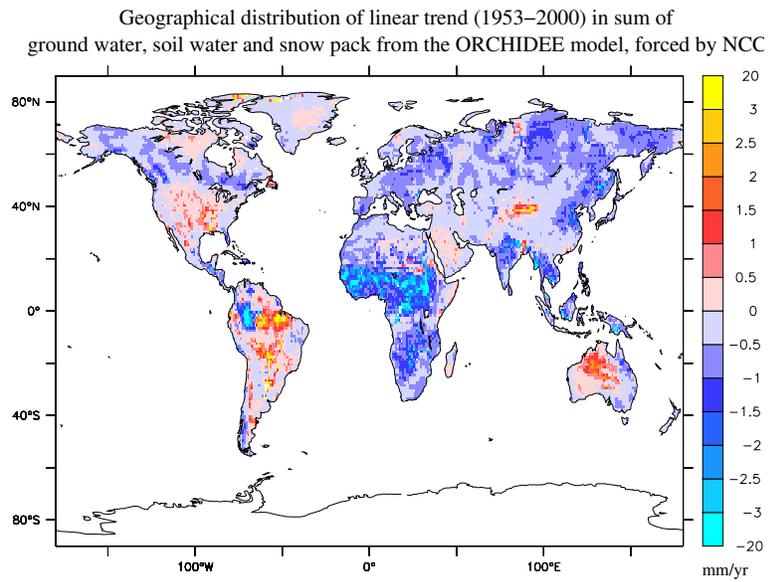


FIG. 5.1 – Carte de tendance du stockage de l'eau continentale, simulée par ORCHIDEE forcé par le forçage NCC.

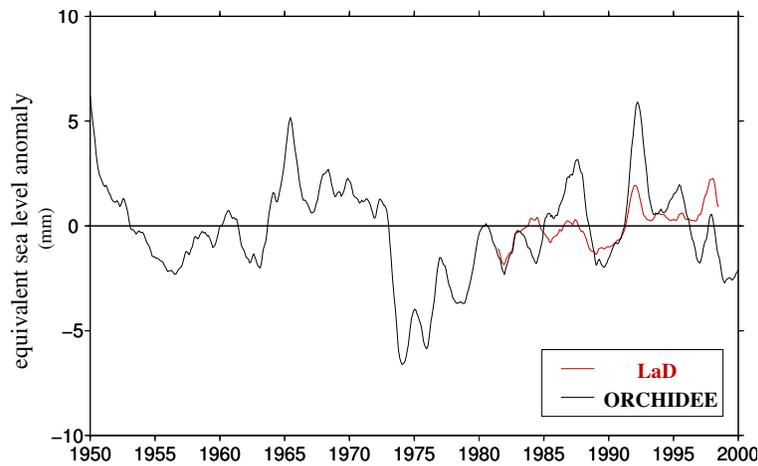


FIG. 5.2 – Variations (moyenne glissante de 12 mois) de la contribution au niveau de la mer du stockage de l'eau sur les continents, simulées par LaD et par ORCHIDEE.

En regardant les variations de l'eau continentale sur différentes régions du globe, nous avons montré que les grandes variabilités dans le signal global sont en grande partie dues aux variabilités de la zone tropicale, notamment l'Amérique du Sud et l'Afrique tropicale du Nord (Figure 5.6 et Figure 5.7).

Comme nous en avons discuté dans les sections précédentes, les variations du niveau de la mer sont essentiellement expliquées par les changements du volume des océans et par les échanges de masse d'eau entre les océans et les autres réservoirs. La question de la relation entre ces deux quantités est pour la première fois posée au cours de ma thèse. La figure 5.9 représente en même temps la contribution de l'eau continentale et de l'expansion thermique au niveau de la mer pour les 50 dernières années. L'effet thermostérique a été calculé en utilisant deux données globales de température à plusieurs couches de l'océan : Ishii et al. (2003) et Levitus et al. (2005). Ishii et al. sont des données mensuelles jusqu'à 500 m de profondeur pour la période de 1945 à 1998. Levitus et al. ont deux jeux de données : annuelles jusqu'à 500 m, pour la période de 1945-2002 et tous les cinq ans, jusqu'à 3000 m, pour la période 1945-1995. La figure 5.3 montre que les données de Levitus et al. (2005) confirment les variations décennales obtenues précédemment par Ishii et al. (2003).

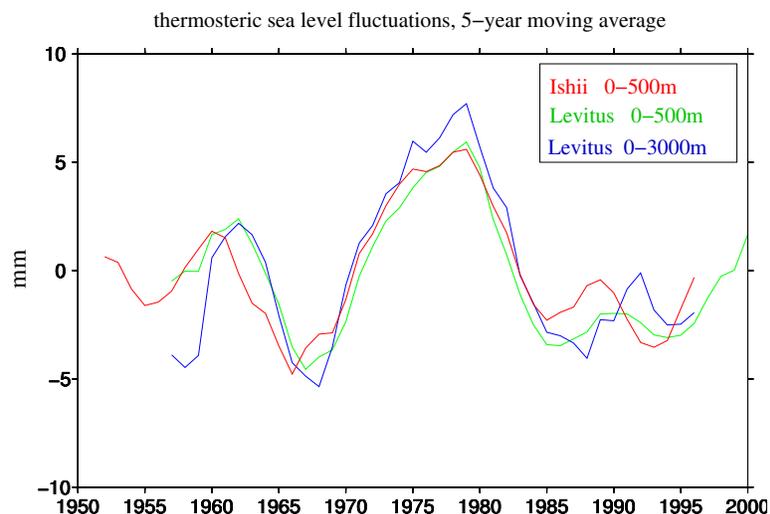


FIG. 5.3 – Variations du niveau de la mer dues à l'effet thermostérique (moyenne glissante de 5 ans). Courbe rouge : donnée par les températures jusqu'à 500 m de profondeur d'Ishii et al. (2003). Courbe verte : donnée par les températures jusqu'à 500 m de Levitus et al. (2005). Courbe bleue : donnée par les températures jusqu'à 3000 m de Levitus et al. (2005).

La figure 5.9 montre que les contributions de l'eau continentale et de l'effet thermostérique au niveau de la mer sont fortement anti-corrélées (de l'ordre de -0.85) sur plusieurs échelles de temps : interannuelle, décennale, multi-décennale. Ce résultat suggère l'existence d'une liaison entre l'expansion thermique des océans et le cycle global de l'eau.

Nous observons une compensation partielle, aux échelles de temps décennales, entre les variations du niveau de la mer dues à l'expansion thermique et celles dues au stockage de l'eau sur les continents.

Qualitativement, cette compensation peut s'expliquer ainsi : quand les températures des océans s'élèvent, l'évaporation augmente ; par conséquent, il se produit plus de précipitation sur les océans et les continents. Une augmentation de précipitation mène à plus d'eau stockée sur les continents, menant à une rétroaction négative sur le niveau de la mer.

L'hypothèse proposée ci-dessus semble, d'après nous, importante et fondamentale dans l'étude globale du cycle de l'eau et du changement climatique. Il reste encore quelques étapes à franchir pour valider cette hypothèse. Nous proposons ici quelques idées qui peuvent être effectuées dans un avenir proche :

- valider les variations du stockage de l'eau continentale à l'échelle globale grâce aux observations de la mission GRACE (voir chapitre 6),
- analyser les simulations couplées pour avoir une vue d'ensemble du système-Terre,
- analyser un ensemble de simulations "off-line" de longue période avec différents modèles de surface et différents jeux de forçage.

Pour la réalisation du dernier point, des coopérations internationales entre différents groupes qui possèdent des modèles et des données seront évidemment nécessaires.

Article

Effects of land water storage on global mean sea level over the past half century

T. NGO-DUC ¹, K. LAVAL ¹, J. POLCHER ¹, A. LOMBARD ², A. CAZENAVE ²

¹ Laboratoire de Météorologie Dynamique, CNRS, Paris, France

² Laboratoire d'Etude en Géophysique et Océanographie Spatiales, Groupe de Recherche de Géodésie Spatiale, CNES, Toulouse, France

Received 15 February 2005 ; revised 31 March 2005 ; published 12 May 2005.

Citation : Ngo-Duc, T., K. Laval, J. Polcher, A. Lombard and A. Cazenave (2005), Effects of land water storage on global mean sea level over the past 50 years, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L09704, doi :10.1029/2005GL022719.

Abstract

The output of the ORCHIDEE Land Surface Model, driven by a 53-yr (1948-2000) atmospheric forcing data set, was used to estimate the effects of land water storage on global mean sea level. Over the past half century, no significant trend was detected but there is a strong decadal variability in the land water storage, driven by precipitation and originating principally in the tropics. The land water contribution to sea level change over the past 50 yr appears highly anti-correlated with thermal expansion of the oceans. This result suggests that change in ocean heat content influences the global water cycle. It also shows that, at decadal time scale, there is partial compensation in sea level changes between thermal expansion and ocean water mass change due to changes in land water storage.

5.1.2 Introduction

Sea-level variation is an important consequence of climate change and involves many components of the climate system. In terms of global mean, interannual to decadal sea level change

mainly results from thermal expansion of the oceans and water mass exchanged with other reservoirs (land water reservoirs, mountain glaciers and ice sheets). Tide gauge-based observations indicate that over the past 50 yr, the rate of global mean sea level rise was on the order of 1.8 mm/yr (Church et al., 2004 ; Holgate and Woodworth, 2004). Recent estimates of the thermal expansion contribution based on global ocean temperature data for 1950-2000 give values around 0.4 mm/yr (Levitus et al., 2005 ; Lombard et al., 2005). Mountain glaciers melting accounts for ~ 0.4 mm/yr sea level rise over the last 35 yr (Meier and Dwyer, 2002). Most recent estimates of Greenland and Antarctica melting, mostly valid for the 1990s, provide another 0.5 mm/yr contribution (e.g., Thomas et al., 2004). Summing all contributions indicates that climate-related factors explain ~ 1.3 mm/yr of the 1.8 mm/yr rate of sea level rise observed over the last few decades. Could the difference (~ 0.5 mm/yr) be explained by the land water contribution ? The only study to date estimating the latter effect is that of Milly et al. (2003) ; using the Land Dynamics -LaD- land surface model (LSM), Milly et al. showed that only 0.12 mm/yr equivalent mean sea level could be attributed to the land water contribution over the last two decades, while a significant interannual signal was reported.

In this study, we extend to the past half century (1948-2000) the estimate of the contribution of terrestrial waters to sea level change, using the ORCHIDEE (Organising Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems) LSM developed at the Institute Pierre Simon Laplace (Paris, France) for climate studies.

5.1.3 Short description of the model and the numerical experiment

The ORCHIDEE model is used to estimate the time-varying storage of continental soil moisture and snow by solving water and energy-balance equations. A recent improvement of the model consisted of including a routing scheme, based on a simple linear cascade of reservoirs, as used for instance by Hagemann and Dümenil (1998). At each time step, the runoff and drainage fluxes are temporarily stored in three reservoirs which have different residence time constants. The water is progressively routed to the oceans, following the main slopes of the topography and taking into account the tortuosity of the river channels. More detailed descriptions of the various components of ORCHIDEE can be found work by de Rosnay and Polcher (1998), Verant et al. (2004) and Krinner et al. (2005).

To run in a stand-alone mode, ORCHIDEE requires a high quality forcing data with sub diurnal sampling of precipitation, radiation and near-surface temperature, humidity, pressure and wind speed. Recently, Ngo-Duc et al. (2005b), using the National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) reanalysis (Kistler et al., 2001) and constrained by Climate Research Unit (CRU) data (New et al., 2000) and the Surface Radiation Budget (SRB) data produced at the NASA Langley Research Center, have built such a near-global forcing data set, named NCC (NCEP/NCAR Corrected by CRU), for the last 53 yr (1948-2000). From the output of ORCHIDEE forced by NCC, we can study the interannual variability of surface conditions over the period of 1948-2000, as well as detect the trends. In this study, we focus on the contribution of simulated land water storage to sea level variations during

the last 53 yr. Antarctica and Greenland are not taken into account in ORCHIDEE.

5.1.4 Results

5.1.4.1 Contribution of land water storage to sea level change over the last 50 yr

For the past 50 yr, there is no significant trend but strong low frequency variability in the contribution of land water storage to sea level (Figure 5.4). A strong decrease in the beginning of 1970s was followed by a slow increase during the following 20 yr. The greatest variation is associated with the groundwater (the water in the river systems and in the aquifers simulated from runoff and drainage), followed by soil moisture. In the model, snow does not contribute significantly to this interannual variation. Figure 5.4 also shows the land water storage contribution from Milly et al. (2003) for the last two decades. Over their period of overlap (1981-1998), the LaD and ORCHIDEE models provide small positive sea level trends of 0.12 mm/yr and 0.08 mm/yr respectively. Both models display similar interannual/decadal variability except for 1993 when ORCHIDEE displays a downward trend, not seen in the LaD simulation.

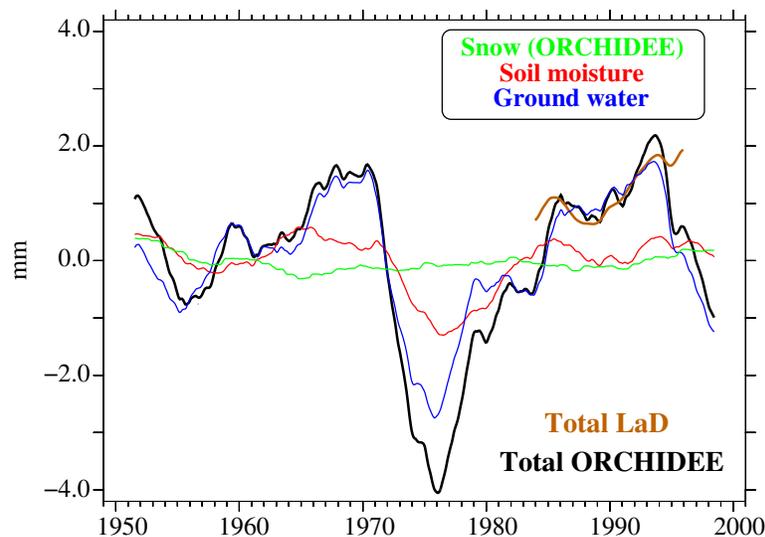


FIG. 5.4 – 5-yr moving average time series of water reservoirs changes expressed as equivalent global sea level anomalies for the past 50 yr. Red curve : soil moisture ; green curve : snow pack ; blue curve : groundwater ; black curve : sum of the above components, which represents the land water storage variations simulated by the ORCHIDEE model. Brown curve : land water storage variations simulated by the LaD model.

Figure 5.5 shows geographically averaged precipitation, evaporation and discharge to oceans of the ORCHIDEE run. Precipitation input to ORCHIDEE is provided by the NCC data set. The low frequency variability of land water storage is directly connected to precipitation variations. Under a decrease of precipitation, the land is generally dryer ; hence more water is stored in the

oceans. As expected, the discharge from the continents to the oceans varies in phase with the land precipitation. The simulated evaporation also shows low frequency variability, but not as strong as discharge.

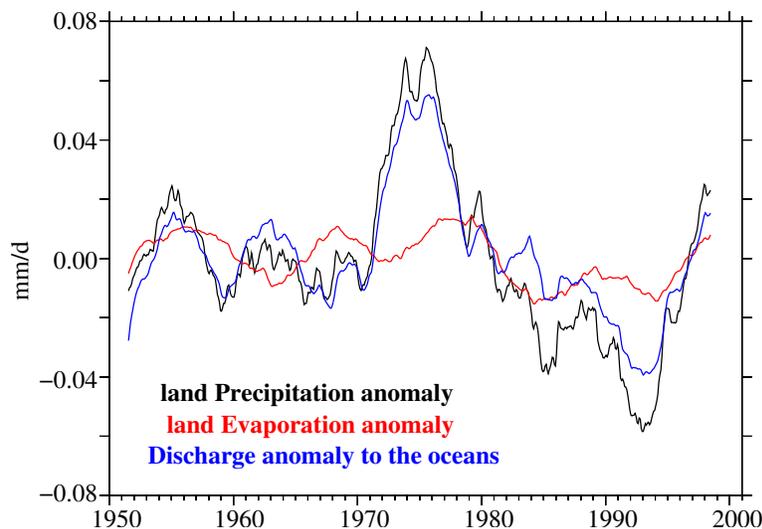


FIG. 5.5 – Anomaly time series (5-yr moving average) of land precipitation, land evaporation and discharge to the oceans for the past 50 yr.

During the period of 1975-1993, the ORCHIDEE simulation shows an increase of 0.32 mm/yr for the total land water contribution. This strong increase appears to reflect natural long-term (20-25 yr periodicities) variability rather than systematic changes in hydrological condition.

5.1.4.2 Land water changes in the tropical zone

Figure 5.6 presents equivalent sea level variations of land water storage, averaged over different latitudinal bands. The strong global change seen during the 1970s appears totally explained by changes occurring in the southern tropics (0° - 30° S). Beyond 1980, large variations occur in the northern tropics (0° - 30° N). The contribution of mid and high latitudes is small for both hemispheres. Over the northern tropics, there is an increasing trend of land water contribution to sea level, which means that the northern tropics lost water to the benefit of the oceans during the last 50 yr.

How can these large variations, that seem to occur preferentially over one hemisphere from the 1970s and to occur in two hemispheres during the 1980s, be understood? To investigate this, we analyzed land water storage change over six regions located in the tropics: Central America (region 1), South America (region 2), northern tropical Africa (region 3), southern tropical Africa (region 4), India and southeast Asia (region 5), Indonesia and Australia (region 6).

Figure 5.7 shows land water storage variations over 1950-2000 for the six regions. We note that the largest variations arise from region 2 (South America) and region 3 (northern tropical

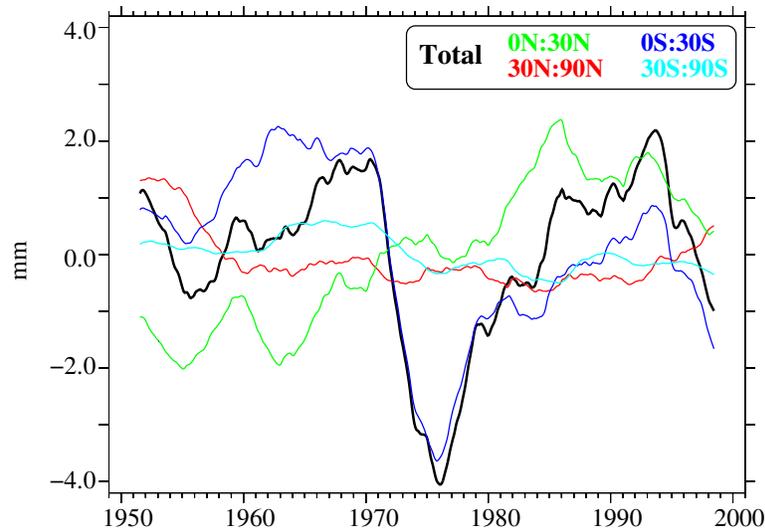


FIG. 5.6 – 5-yr moving average time series of changes in land water storage expressed as equivalent global sea level anomalies for the past 50 yr. Black curve : global mean ; red curve : average from 30°N to 90°N ; green curve : average from 0°N to 30°N ; blue curve : average from 0°S to 30°S ; cyan curve : average from 30°S to 90°S.

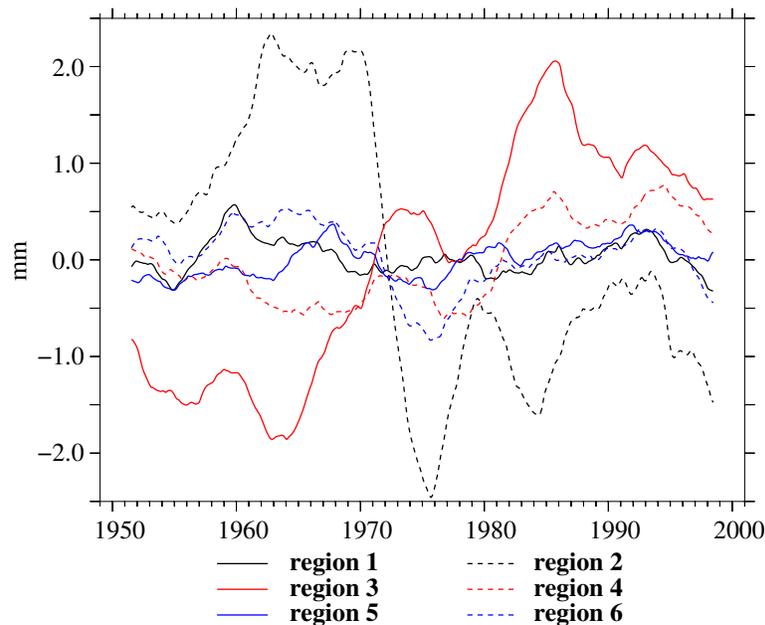


FIG. 5.7 – 5-yr moving average time series of changes in land water storage for the six studying regions, expressed as equivalent global sea level anomalies for the past 50 yr. Region 1 : Central America, 0°-30°N, 125°W-25°W ; region 2 : South America, 0°-30°S, 125°W-25°W ; region 3 : north tropical Africa, 0°-30°N, 25°W-50°E ; region 4 : south tropical Africa : 0°-30°S, 25°W-50°E ; region 5 : India and southeast Asia, 0°-30°N, 50°E-125°E ; and region 6 : Indonesia and Australia, 0°-30°S, 50°E-125°E.

Africa). In particular, the strong decrease of the early 1970s seen in Figure 5.6 is due to the Amazon basin. The river discharge computed by ORCHIDEE at Obidos (1.95°S, 55.51°W ; the closest station on the Amazon river to its mouth) is compared with the observations of the HYBAM (Hydrogeodynamique du Bassin Amazonien) group (Callède et al., 2004) (Figure 5.8). We found a high correlation (0.9) between model predictions and observations over the past 50 yr. In particular the model predicts well the observed discharge increase in the early 1970s, an indication of a significant land water storage increase (hence a contribution to sea level decrease).

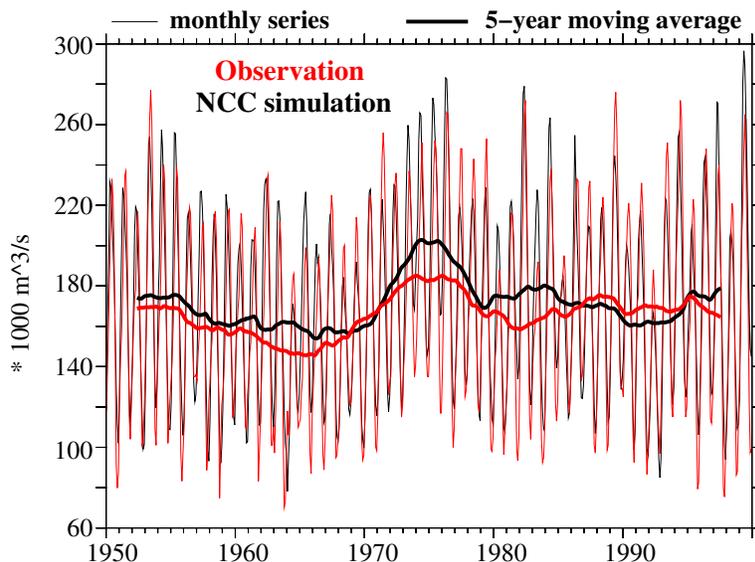


FIG. 5.8 – Discharge at the station Obidos, Amazon. Black curves : NCC simulation ; red curves : observations of the HYBAM group.

Figure 5.7 also shows that the positive trend of the northern tropics (Figure 5.6) results mainly from the northern tropical Africa contribution. During the last 50 yr, this region lost water to the benefit of the oceans. This result agrees well with observations of Lake Chads shrinking : formerly of about 24,000 km² in the 1950-1960s, the area of Lake Chad has since varied between 2000 and 15,000 km² depending on years and seasons (Lemoalle, 2004).

Figure 5.7 indicates that the contributions to sea level of regions 2 and 3 are highly anti-correlated (-0.78) over the period of 1957-1993, suggesting a possible teleconnection mechanism between the two regions. This opposition in the hydrological budget between tropical Africa and South America has been recorded for the past millenniums (Marchant and Hooghiemstra, 2004). Understanding this mechanism is interesting but would go beyond the scope of this paper.

5.1.4.3 Relations between land water-based and thermosteric sea level fluctuations at decadal/interdecadal time scales

In Figure 5.9, we have superimposed the land water storage contribution estimated in the present study and the thermosteric (i.e., due to thermal expansion) sea level curve for the past 50

yr. The thermosteric sea level was computed by Lombard et al. (2005) using two global ocean temperature data sets (Ishii et al., 2003 ; Levitus et al., 2005). They cover the periods 1950-1998 and 1955-2003 respectively. The thermosteric effects inferred from Ishii and Levitus data display similar interannual/decadal variability and thus only the one computed from the 0-500 m data of Levitus et al. is shown in Figure 5.9. Since there is no significant trend in the land water storage contribution (section 5.1.4.1), we have removed the trend in the thermosteric signal to make Figure 5.9 more readable.

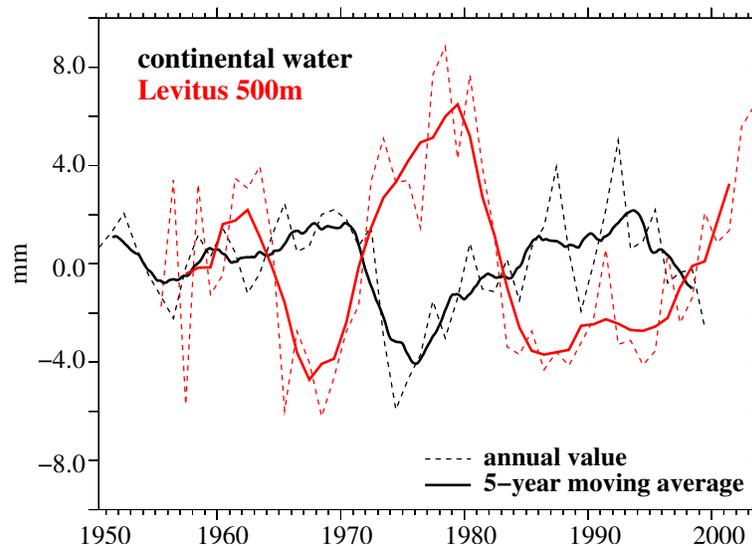


FIG. 5.9 – Time series of changes expressed as equivalent global sea level anomalies (mm) for the past 50 yr. Black curve : land water simulated by the ORCHIDEE LSM forced by the NCC forcing data ; red curve : Levitus thermosteric down to 500 m.

A clear negative correlation appears in Figure 5.9 between thermosteric sea level and the land water contribution, at decadal/interdecadal time scales. For the period of overlap, the correlation is -0.84.

As the thermosteric sea level closely follows the variations of the ocean heat content (e.g., Levitus et al., 2005), increasing thermosteric sea level corresponds to ocean warming. Lombard et al. (2005) showed that temperature change in the upper ocean layers mostly contributes to thermosteric sea level change. We further checked that thermosteric decadal variability mainly arises from the tropical oceans (30°S to 30°N). The anti-correlation between thermosteric sea level and land water storage fluctuations may be explained by the following hypothesis : As ocean temperature rises, evaporation increases ; hence more precipitation over the oceans and land occurs. An increase in precipitation will lead to more water stored on the continents, leading to a negative feedback on sea level. Warming of the oceans thus influences the water cycle, leading to increased storage of water on continents, which in turn partly compensates for the thermal expansion contribution to sea level change.

5.1.5 Conclusions

This study has estimated the contribution of land water storage to the sea level change over the past half century. We show that over the past half century the contribution of land water storage to sea level has no significant trend but displays strong decadal variability, mainly due to changes in hydrological basins of South America and northern tropical Africa. We also report a high negative correlation between the contribution of land water to sea level and thermal expansion of the oceans, suggesting that change in ocean heat content has significant influence on the global hydrological cycle. This result somewhat contradicts the suggestions of Gregory et al. (2004) that decadal fluctuations in ocean heat content reported by recent analyses of global ocean temperature data sets are not real, but artifacts of the interpolation processes of raw hydrological data. Our result also indicates that at decadal time scales there is partial compensation between thermal expansion and land water contribution to sea level.

In the absence of direct observational data at global scale, this study provides an interesting alternative of using an LSM driven by observation-based atmospheric forcing data to estimate the contribution of land water storage to sea level change over recent past decades.

Acknowledgement

The authors wish to thank Bryan C. Weare and Alan Robock for helpful suggestions on improving the manuscript. They also thank C. Milly and an anonymous referee for helpful reviews.

5.2 Variabilités des débits des plus grands fleuves du monde

5.2.1 Introduction

Les rivières constituent une composante majeure du cycle hydrologique. Bien qu'à chaque instant elles ne représentent qu'une petite partie du volume d'eau total, elles sont le moyen pour les eaux continentales de retourner à la mer. 68% de la surface de la Terre est drainée par ces rivières. Le reste de la surface est couvert de glace ou drainé par des cours d'eau se jetant dans des bassins fermés (endoréiques). Quelques fleuves transportent à eux seuls plus de la moitié de l'eau déversée chaque année dans les océans (environ 15% pour l'Amazone).

La détection des changements des débits des fleuves est importante pour la gestion de ressource de l'eau. Jusqu'au présent, ces études sont principalement basées sur les données historiques observées des débits des fleuves (Kundzewicz et al., 2000 ; Kundzewicz and Robson, 2004 ; Lins and Slack, 1999 ; Marengo et al., 1998). Cependant, le nombre d'observations in-situ de débits de fleuves a rapidement diminué au cours des 20 dernières années (Shiklomanov et al., 2002) ; peu d'observations de débits sont disponibles pour la longue période. En outre, les valeurs manquantes dans une série d'observations sont encore d'autres facteurs qui compliquent cette étude. Dans ce contexte, les modèles de surface, comme ORCHIDEE, qui simulent les débits de fleuves en utilisant un schéma de routage, semblent ainsi être de bons outils pour une telle étude.

Auparavant, l'étude des changements des débits utilisant les modèles était difficile à cause de l'indisponibilité d'une simulation forcée de période longue. Selon Kundzewicz and Robson (2000), les séries de 30 ans ou moins sont certainement trop courtes pour la détection du changement de climat en raison de la variabilité forte du climat. Ils ont proposé qu'au moins 50 ans de données seraient nécessaires pour une telle étude. Les sorties des modèles forcés par le nouveau forçage atmosphérique NCC (1948-2000) semblent donc suffisamment longues pour cette étude.

Le travail suivant a utilisé les sorties d'ORCHIDEE forcé par NCC pour évaluer les débits de fleuves pour les 50 dernières années. Notre but est de répondre à un certain nombre de questions : est-ce que la simulation représente bien les tendances des débits ? Comment les débits répondent au changement de climat ? Sur quel bassin existe-il une tendance d'augmentation, une tendance de diminution ou une tendance non significative du débit ?

5.2.2 Résultats préliminaires avec les 10 plus grands fleuves du monde

Dans cette section, nous allons présenter quelques résultats préliminaires obtenus en étudiant les débits des 10 plus grands fleuves du monde. Les distributions géographiques des fleuves et les coordonnées des stations étudiées sont indiquées dans la figure 4.6 et le Tableau 4.3 du chapitre précédent.

5.2.2.1 Moyenne annuelle et saisonnière

La figure 5.10 représente la moyenne annuelle comparée entre les débits simulés et ceux observés sur les 10 fleuves sélectionnés. Cette figure montre que la simulation a une corrélation d'environ 0.96 avec les observations. La moyenne annuelle des débits est correctement estimée sur le Mekong, le Brahmaputre, l'Amazone. Sur les autres bassins, le modèle donne des surestimations, particulièrement sur le Congo et le Parana.

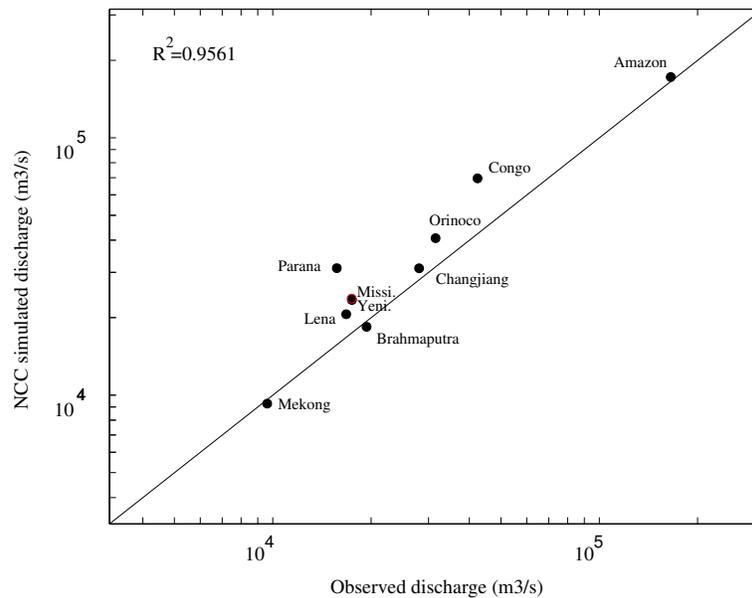


FIG. 5.10 – Moyenne annuelle des débits simulés par l'expérience NCC comparée aux observations pour les 10 bassins sélectionnés. Le point rouge a pour but de distinguer le point du Mississippi qui est trop proche du celui du Yenisey.

La figure 5.11 montre que les variations saisonnières simulées sont en bon accord avec les observations pour l'Amazone, le Changjiang et le Brahmaputre. Sur certains fleuves tels que le Orinoco, le Mississippi, le Yenisey, le Lena, le modèle surestime les débits dans les saisons de faible écoulement. Pour l'Amazone, la crue arrive trop tôt avec un déphasage d'environ un mois dans la simulation. Par contre, sur le Mississippi et le Mekong, la crue arrive tardivement avec un déphasage de deux mois et d'un mois respectivement. Les variations saisonnières des débits simulés sont irréalistes sur le Congo et le Parana. Dans la section 4.3 de cette thèse, nous avons mentionné que la différence entre les débits simulés et observés sur ces bassins peut être expliquée par la mauvaise qualité de la précipitation entrée du modèle et par le fait qu'ORCHIDEE ne représente pas correctement les pertes d'eau utilisée par l'homme : constructions de canaux ou de barrage, utilisation de l'eau pour l'irrigation et pour les villes, etc.

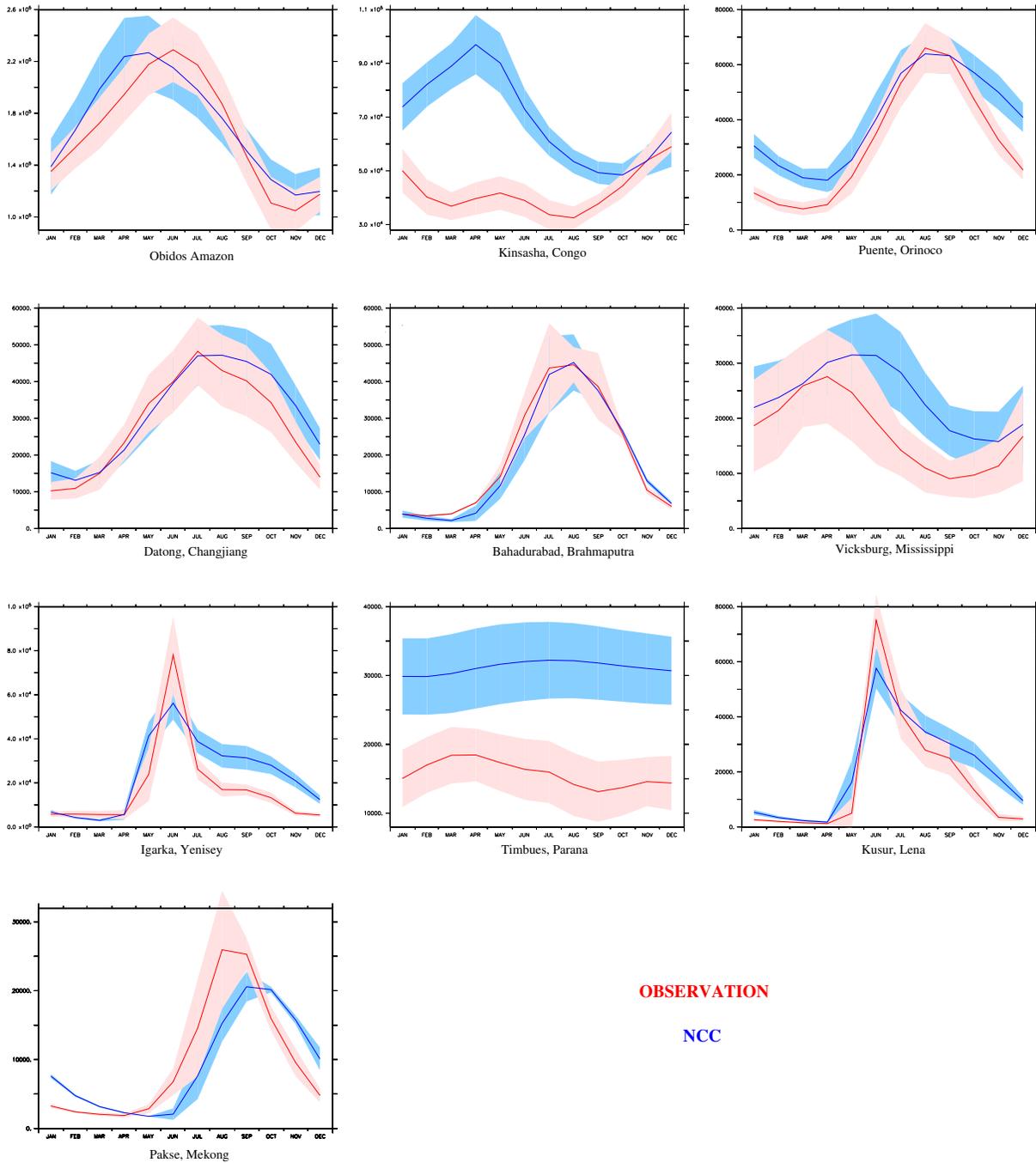


FIG. 5.11 – Cycle saisonnier des débits des 10 fleuves sélectionnés, simulation (bleu) comparée aux observations (rouge). Les intervalles de variabilité de la simulation et des observations sont également présentés.

5.2.2.2 Variabilité décennale et tendances

La figure 5.12 représente les anomalies au cours des 50 dernières années pour les débits des 10 fleuves étudiés. Sur cette figure, nous superposons aussi les anomalies de la précipitation entrée d'ORCHIDEE, moyennée sur chaque bassin versant choisi.

La figure 5.12 montre qu'il existe des variabilités décennales/multi-décennales des débits sur les fleuves sélectionnés. Les variabilités simulées sont en bon accord avec celles observées, particulièrement au-dessus du Mississippi, de l'Orinoco, du Changjiang et du Lena. Au-dessus du Congo et du Parana où l'amplitude et la phase du cycle saisonnier des débits ne sont pas bien simulés (Figure 5.11), le modèle présente par contre bien les variabilités décennales/multi-décennales des débits de ces deux fleuves.

La figure 5.12 montre également qu'il y a une amplification des anomalies des débits par rapport aux anomalies de la précipitation moyennée sur les bassins étudiés, particulièrement au-dessus du Congo, du Mississippi et du Parana. Au-dessus du Congo, une augmentation de 10% de la précipitation résulte d'une augmentation d'environ 20% du débit de fleuve.

Pendant les 50 dernières années, les débits du Mississippi et du Parana ont montré une tendance positive tandis que les débits du Congo et du Mekong ont une tendance négative. Ces tendances correspondent bien avec celles de la précipitation totale sur les bassins. La figure montre que le modèle reproduit bien la tendance pour les trois premiers fleuves. Pour le Mekong, nous ne disposons pas d'une série longue des débits observés pour valider la simulation. Le résultat du modèle est donc une estimation de la variabilité et la tendance des débits sur ce fleuve au cours des 50 dernières années.

5.2.3 Conclusions et perspectives de cette étude

Les résultats ci-dessus suggèrent qu'ORCHIDEE, forcé par le nouveau forçage atmosphérique NCC, peut bien simuler la variabilité et les tendances à long terme des débits de fleuves. Les comparaisons que nous avons faites avec les observations nous donnent confiance pour utiliser les sorties du modèle afin d'estimer les changements des débits sur les fleuves où on ne dispose pas assez d'observations.

Cette étude reste encore très préliminaire. Nous avons analysé les débits pour seulement les 10 plus grands fleuves du monde. Une prochaine étude qui analyse systématiquement et statistiquement tous les fleuves possibles va peut-être nous donner une image globale des changements des fleuves et nous permettre de répondre à certaines questions : est-ce que les changements des débits de fleuves sont liés aux changements climatiques ou anthropiques ? Est-ce que ces changements nous permettent d'observer les modifications dans les grandes circulations comme celles de Hadley ou de Walker au cours des 50 dernières années ?

Dans cette étude, nous n'avons pris en compte dans la simulation qu'une variation saisonnière

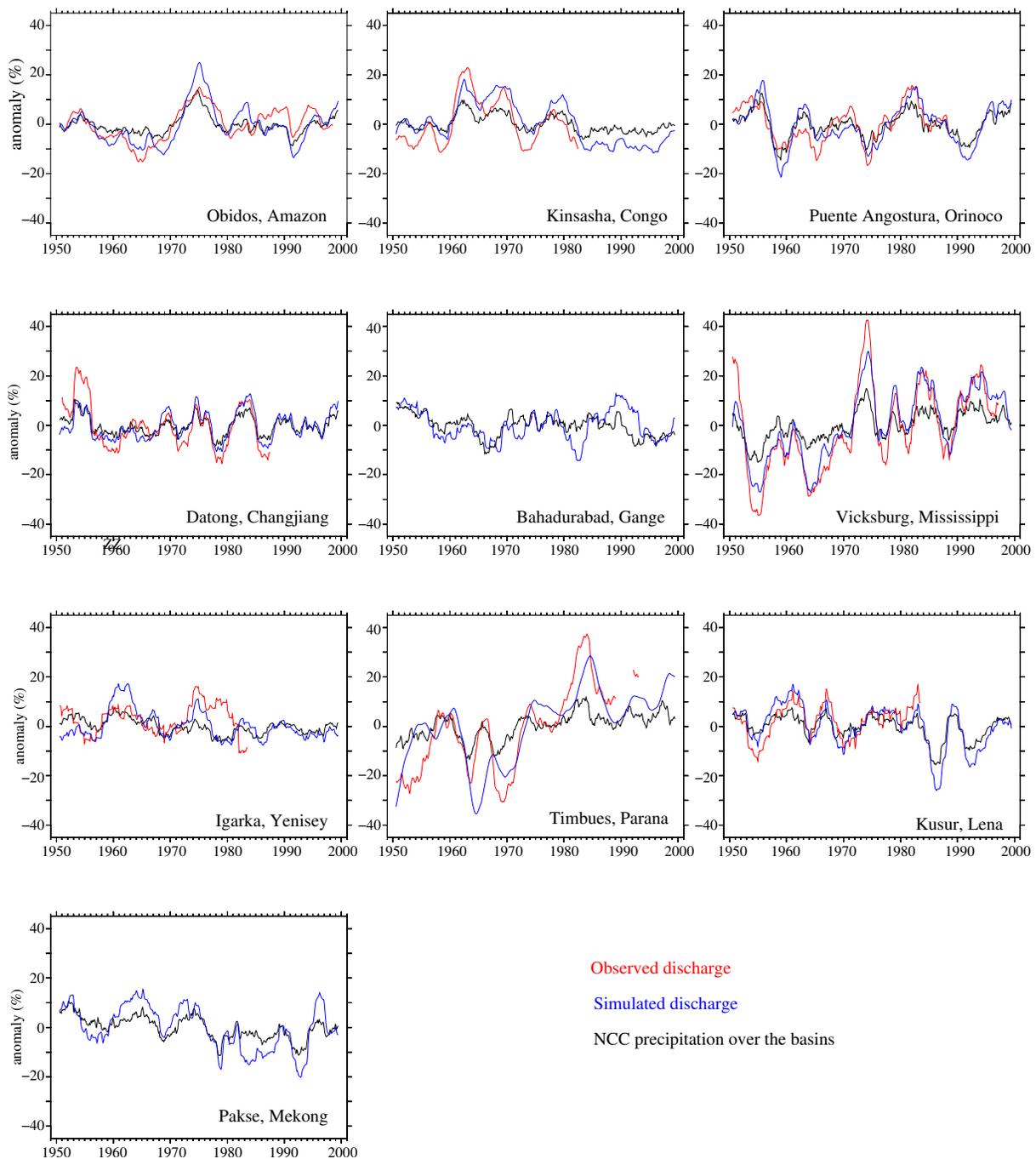


FIG. 5.12 – Anomalies au cours des 50 dernières années pour les 10 plus grandes fleuves du monde. Courbes rouges : débits observés ; courbes bleues : débits simulés ; courbes noires : la précipitation moyennée sur le bassin. Une moyenne glissante de 3 ans a été appliquée sur ces courbes. Unité en pourcentage.

moyenne (climatologie) de la végétation pour toute la période concernée. Car le changement de la végétation sur certaines régions du globe était très important et pouvait donner de grandes influences sur les débits de fleuves, des simulations prenant en compte l'évolution de celle-ci me semblent nécessaires et seront une ouverture pour cette étude.

5.3 Comparaison avec les données in situ de l'humidité du sol

En été 2004 (fin de ma deuxième année de thèse), j'ai eu l'occasion de travailler avec le Professeur Alan Robock à l'Université de Rutgers (Rutgers University) à New Jersey. Le but de ce travail était de comparer les simulations d'ORCHIDEE avec la banque de données de l'humidité du sol (Robock et al., 2000). Dans cette section, quelques résultats préliminaires obtenus lors de cette coopération seront présentés.

5.3.1 La région Illinois

L'humidité du sol est une variable importante dans le système climatique (section 4.1.1). Malgré son importance, elle est toujours une quantité peu connue et peu mesurée sur l'ensemble du globe. Des efforts pour avoir une banque de données globales de ce paramètre ont été effectués par Robock et al. (2000). Ils ont collecté des observations d'humidité du sol pour plus de 600 stations d'une grande variété de caractéristiques climatiques, y compris l'ancienne Union Soviétique, la Chine, la Mongolie, l'Inde, et les Etats-Unis.

Cette étude se focalise sur la région Illinois des Etats-Unis (Figure 5.13), où l'on dispose d'observations de l'humidité du sol de bonne qualité. Sur cette région, on a 19 stations qui donnent des mesures de 1981 à 2004 sur plusieurs couches (tous les 20 centimètres) jusqu'à une profondeur de 2 m dans le sol. La végétation pour toutes les stations est de l'herbe, excepté une station avec un sol nu.

Les expériences numériques utilisées pour comparer avec les observations sont les simulations suivantes : GSWP1, GSWP2, NCC et AMIP. Plus de détails se trouvent dans le Tableau 5.1. La période commune de ces simulations (et observations) est 1987 et 1988. La comparaison que nous allons faire correspond donc à ces deux années.

Expérience	plus de détails	voir
GSWP1	ORCHIDEE forcé par ISLSCP-I	chapitre 3
GSWP2	ORCHIDEE forcé par ISLSCP-II	chapitre 4
NCC	ORCHIDEE forcé par NCC	chapitre 4
AMIP	ORCHIDEE couplé avec LMDZ MCG	chapitre 3

TAB. 5.1 – Les simulations utilisées pour comparer ORCHIDEE avec les observations de l'humidité du sol.

Dans les simulations, nous avons un sol profond de 2 m et deux couches de sol de profondeurs variables. Le contenu maximum en eau du sol est 300 kg/m^2 . L'humidité que l'on simule est l'humidité du sol disponible pour les plantes. Plus précisément, on a :

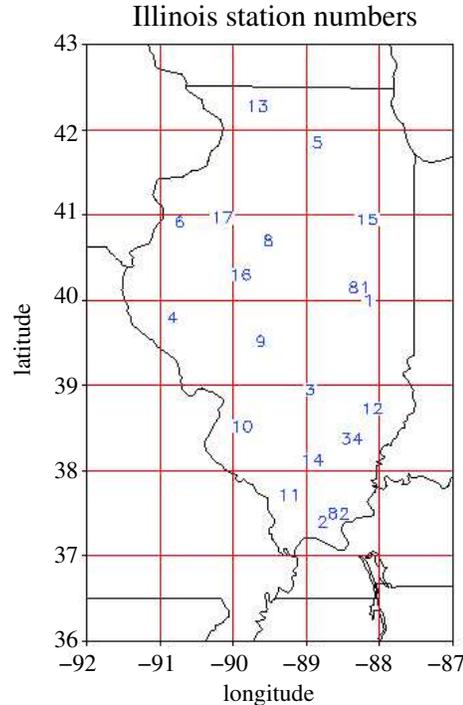


FIG. 5.13 – Les stations de l’humidité du sol à l’Illinois (Hollinger and Isard, 1994).

$$W = W_T - W^* \quad (5.1)$$

où W est l’humidité disponible pour la végétation, W_T est l’humidité totale du sol, W^* est le niveau de flétrissement de la végétation. Dans ORCHIDEE, la végétation commence à faner quand il n’y a plus de l’eau dans le sol (c’est à dire $W^* = 0$).

La figure 5.14 représente les variations spatiales de l’humidité du sol sur la région Illinois pour août 1987 et août 1988, données par les observations et les simulations.

Cette figure montre que la simulation AMIP est loin de la réalité, la cause principale vient probablement de la résolution grossière de la simulation couplée (3.75° longitude \times 2.5° latitude). De plus, les précipitations simulées présentent des erreurs (chapitre 3), ce qui donne par conséquence une humidité du sol peu réaliste. Les autres simulations (GSWP1, GSWP2 et NCC) se ressemblent. Elles montrent que le mois d’août de 1987 est plus humide que le mois d’août de 1988, ce qui est cohérent avec les observations. Pendant le mois d’août 1987, le nord d’Illinois est plus humide que le reste de la région. Quand on regarde plus en détail, les simulations ne présentent plus bien les variations spatiales de l’humidité du sol. Par exemple les simulations ne représentent pas les variations spatiales de la différence de l’humidité entre août 1988 et août 1987 (Figure 5.15). La figure 5.15 montre une certaine cohérence entre GSWP1 et NCC.

La figure 5.16 représente l’humidité du sol moyennée sur la région Illinois pour les deux

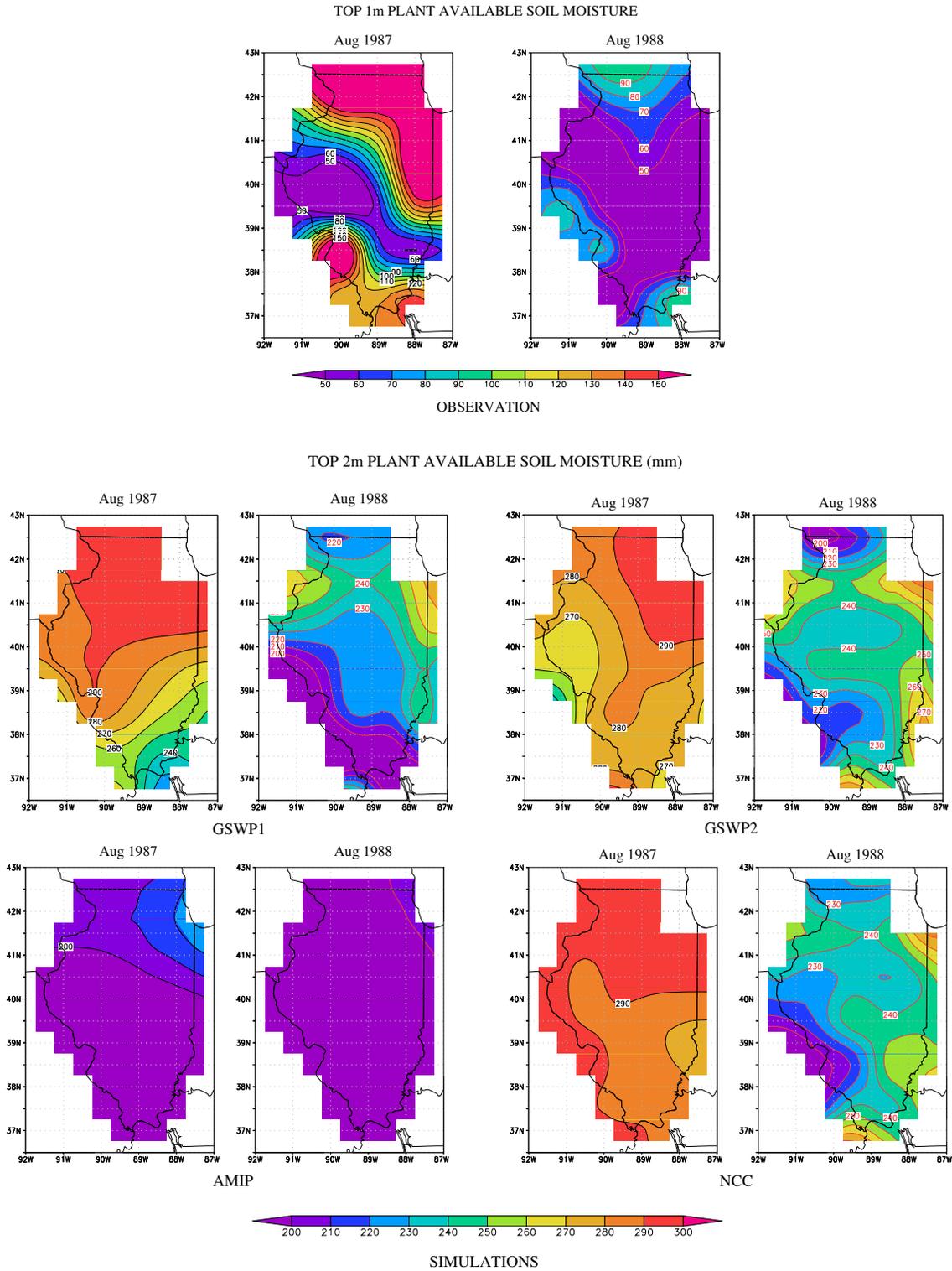


FIG. 5.14 – L'humidité du sol disponible pour les plantes pour août 1987 et août 1988.

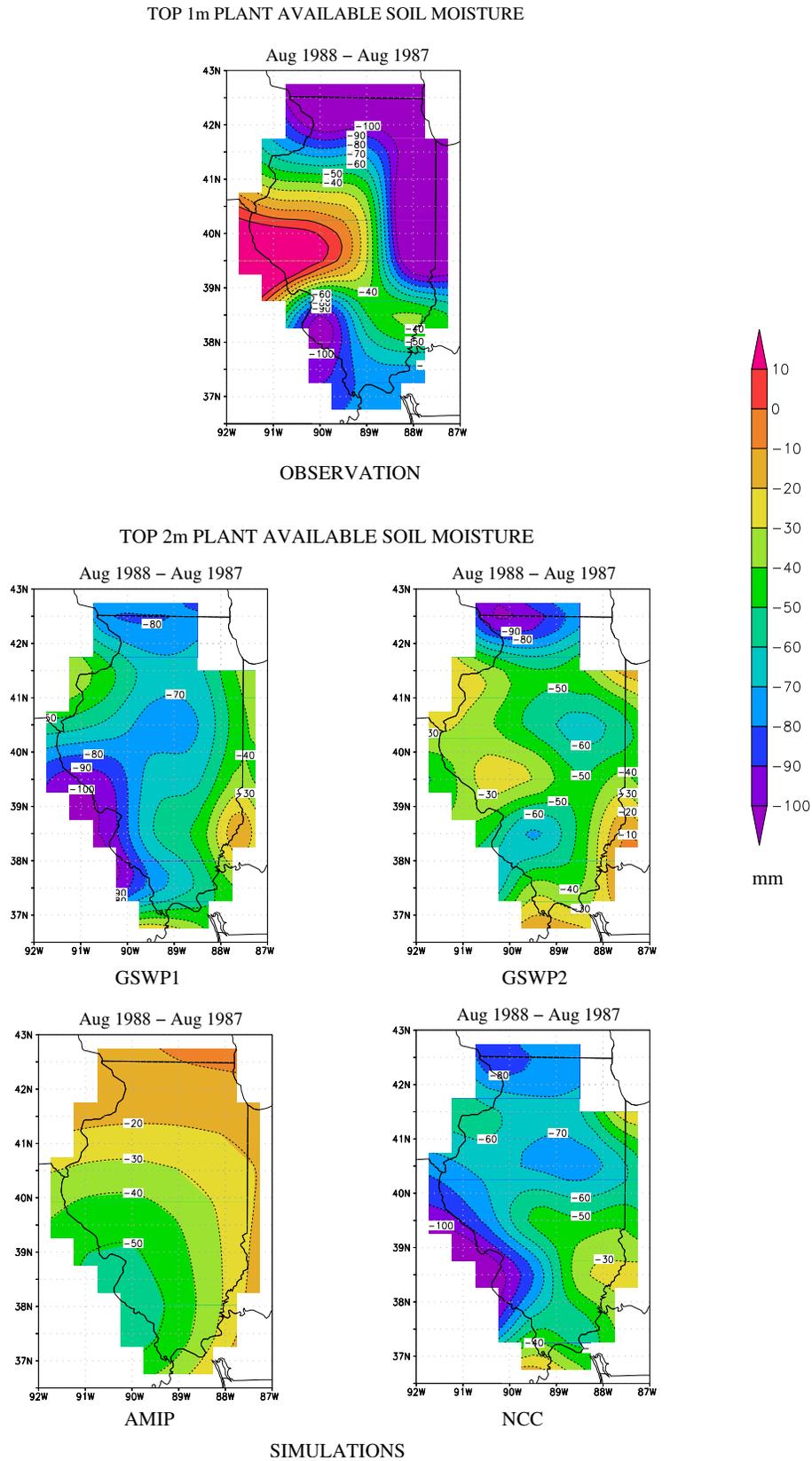


FIG. 5.15 – Différence de l'humidité du sol entre août 1988 et août 1987.

premiers mètres du sol. Cette figure montre que dans la réalité, le contenu en eau du sol sur cette région peut atteindre une valeur d'environ 500 mm (équivalent à 500 kg/m²). Pourtant, ORCHIDEE est restreint par la valeur maximale de 300 mm. Les simulations forcées se ressemblent et présentent bien la différence entre les deux années 1987 (année humide) et 1988 (année sèche).

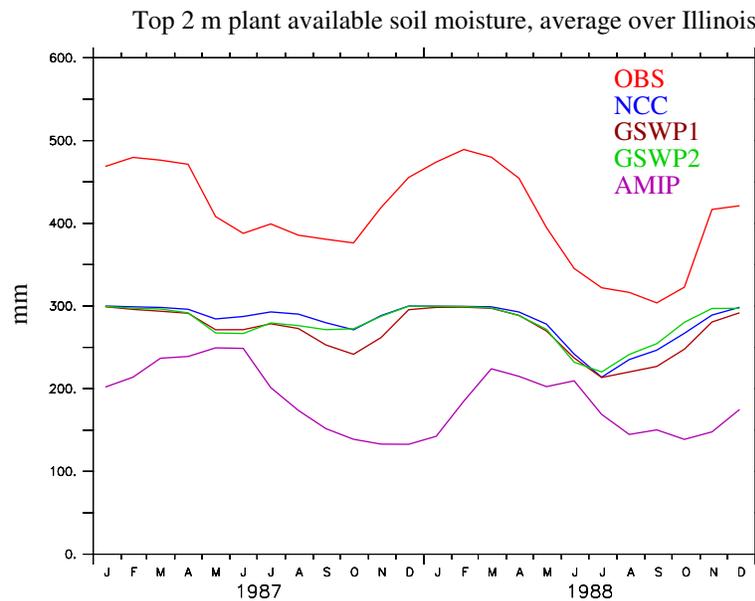


FIG. 5.16 – L'humidité du sol moyennée sur la région Illinois pour les observations et les simulations.

La figure 5.17 représente la comparaison de “soil wetness” (l'indice de l'humidité du sol) entre les simulations et les modèles. Le “soil wetness” donne une indication du degré de saturation du sol. Elle est le rapport entre l'humidité et son potentiel de variation, définit par :

$$SoilWet = \frac{W_T - W^*}{W_{capacite} - W^*} \quad (5.2)$$

où $SoilWet$ est l'indice de l'humidité, W_T et W^* est l'humidité totale et le niveau de flétrissement de la végétation ; $W_{capacite}$ est le contenu maximum en eau du sol. Dans les simulations, on a $W_{capacite}$ égale à 300 kg/m². Pour les observations sur l'Illinois, on estime que $W_{capacite}$ égale à 500 kg/m².

La figure 5.16 montre donc il y a une certaine cohérence entre les observations et les simulations forcées, au niveau saisonnier et interannuel. La simulation couplée AMIP est toujours loin de la réalité. Le fait d'avoir une capacité au champ du modèle plus faible que les observations explique que le sol sature trop tôt dans les simulations forcées (3 mois d'environ) mais aussi que la décroissance pendant l'assèchement n'est pas assez prononcée.

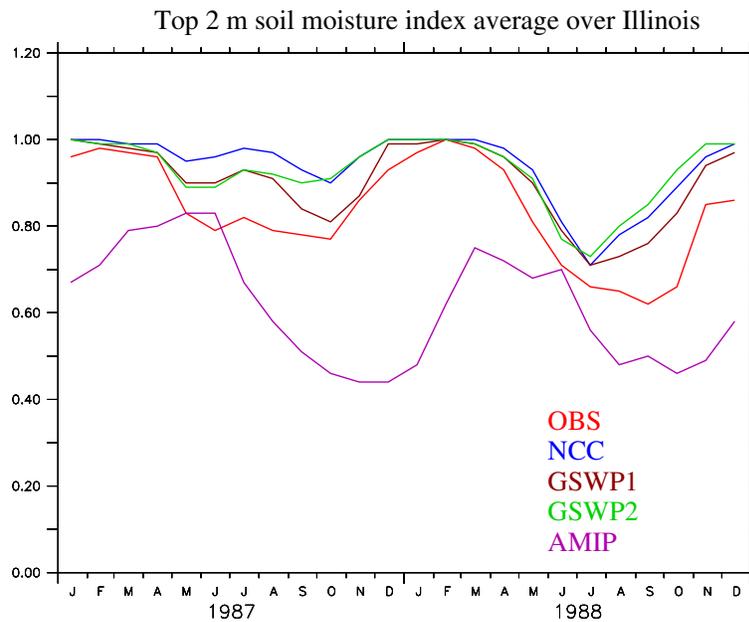


FIG. 5.17 – L'indice de l'humidité du sol, moyennée sur la région Illinois pour les observations et les simulations.

5.3.2 Discussions

Les comparaisons que nous avons faites ci-dessus montrent bien que les modèles utilisés, qui simulent les différents processus à grande échelle, sont encore loin de la réalité lorsqu'on regarde à petite échelle. Ces comparaisons nous aident non seulement à valider les modèles mais aussi à améliorer leurs performances.

Dans ORCHIDEE, le traitement de l'eau à la surface est encore simple. Les variations spatiales de certains paramètres ne sont pas encore prises en compte. Par exemple, nous avons donné au contenu maximum de l'eau du sol une valeur de 300 kg/m^2 pour tout le globe. En réalité, cette valeur dépend des régions, du type de sol et du type de végétation, etc. Les observations sur l'Illinois ont montré que l'humidité maximale disponible à la végétation, moyennée pour la région devrait être de l'ordre de 500 kg/m^2 .

Rappelons nous que l'humidité maximum du sol est une variable pronostique importante. Elle correspond à la quantité d'eau qui peut être stockée dans le sol pendant la période de pluie (la quantité d'eau ruisselée en dépend) et ensuite réutilisée en période sèche pour l'évaporation. De différentes études ont traité la sensibilité des simulations du climat et du bilan hydrologique au choix de la capacité en eau maximale du sol, dans le cadre d'un MCG (Milly and Dunne, 1994 ; Ducharne and Laval, 2000) ou pour des simulations forcées (Dirmeyer et al., 2000 ; Henderson-Sellers, 1996 ; Verant, 2004). Ainsi, différentes rétroactions de la surface vers l'atmosphère, qui peuvent par exemple modifier la pluie par une augmentation du contenu en eau de l'atmosphère, sont absentes dans les simulations forcées ; les résultats obtenus avec les simulations forcées sont différents de ceux obtenus avec les MCGs. Avec les simulations forcées d'ORCHIDEE, Verant

(2004) a testé la sensibilité du modèle sur l'Espagne. Elle a augmenté la capacité maximum en eau de 300 à 440 kg/m² pour 2 m de sol et a constaté une augmentation de l'évaporation et une diminution du ruissellement en valeurs annuelles. Une plus grande quantité d'eau a pu donc être évaporée, en particulier en été, période pendant laquelle l'eau est souvent un facteur limitant. Une augmentation en volume de l'amplitude de variation intra-annuelle du contenu en eau du sol a été introduite. Ce résultat suggère que si nous appliquons le même test de sensibilité pour la région Illinois, nous aurons vraisemblablement des simulations plus réalistes que celles présentées dans la figure 5.16.

Pour les études à venir dans cette direction, nous allons tenter de proposer quelques éléments de réflexions ci-dessous :

La version du modèle à deux couches que l'on utilise est encore trop simpliste pour pouvoir nous donner des informations fiables sur l'humidité du sol. De Rosnay et al. (2000) ont montré que la résolution verticale grossière du modèle affecte rigoureusement sa capacité à représenter correctement les flux d'énergie et l'humidité. Des comparaisons entre les observations, les simulations avec le modèle à deux couches et celui à onze couches (de Rosnay et al., 2000) peuvent nous aider à savoir si le passage entre deux à onze couches augmente la performance du modèle.

Robock et al. (2005) ont étudié les plus longues données observées disponibles de l'humidité du sol sur tout le globe. Ce sont des observations d'humidité à une profondeur d' 1 m du sol sur l'Ukraine et pour une période de 45 ans (1958-2002). Les observations montrent une tendance positive d'humidité de sol pour la période de l'observation, avec la tendance se stabilisant dans les deux dernières décennies (voir la figure 5.18). Bien que les MCGs prévoient l'assèchement d'été dans les latitudes moyennes de l'hémisphère Nord à cause d'une augmentation des gaz à effet de serre (e.g. Gregory et al., 1997 ; Wetherald and Manabe, 1999 ; Cubasch et al., 2001), il n'y a encore aucune évidence pour ceci dans les observations, bien que l'augmentation de la température ait été mesurée dans ces régions pour la période entière (1958-2002). Etudier l'humidité du sol avec les simulations "off-line" de longue période serait une bonne perspective pour mieux comprendre l'évolution du bilan hydrologique dans ces régions.

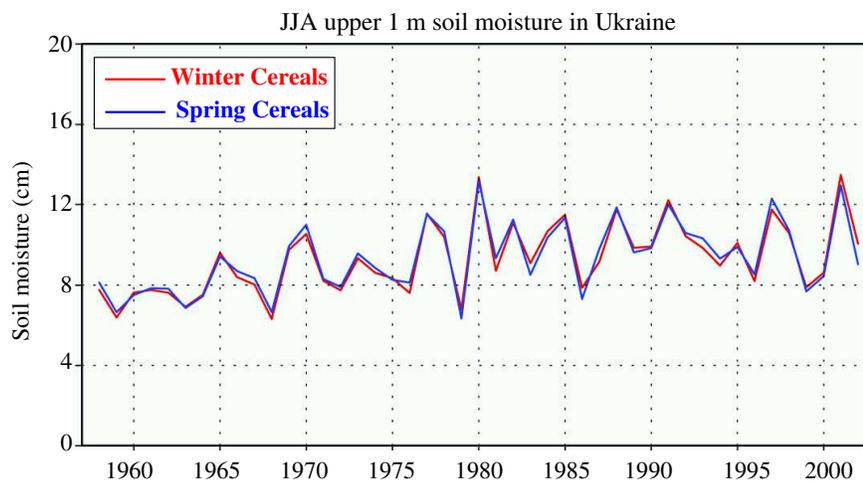


FIG. 5.18 – L'humidité du sol disponible aux plantes, observée pendant l'été (juin, juillet, août) dans le premier mètre du sol, moyennée sur la région 22°-40°E, 46°-52°N de l'Ukraine (Robock et al., 2005).

Chapitre 6

L'eau continentale vue par GRACE et par ORCHIDEE

6.1 La mission GRACE

Sur Terre, le champ gravitationnel varie selon l'endroit où on se trouve. En fait, la force avec laquelle le sol nous attire vers lui dépend de la densité de la matière qui se trouve sous nos pieds. Plus le sol et le sous-sol sont denses, plus le champ gravitationnel est fort. Ces variations ne sont pas perceptibles par nos sens, mais elles le sont par des appareils plus sensibles : les satellites, par exemple, voient leur trajectoire modifiée selon le secteur qu'ils survolent.

La pesanteur/gravité sur chaque point de la terre varie aussi temporellement. Ces changements sont dues à toutes les variations de masse dans la Terre solide et des redistributions des fluides au sein des enveloppes superficielles.

Mise en orbite en mars 2002, la mission satellite GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) (Tapley et al., 2004), un projet commun à la NASA et à l'agence spatiale allemande (Deutschen Zentrum für Luft und Raumfahrt (DLR)), est spécialement dédiée à la cartographie globale à plus haute résolution ($\sim 200\text{-}300$ km nominalement) des variations spatio-temporelles du champ de gravité terrestre, avec des applications importantes à l'hydrologie continentale, à l'océanographie et au niveau de la mer.

Dans le cadre de cette mission, deux satellites identiques : "Tom et Jerry", d'une masse de 487,2 kg, ont été lancés le 17 mars 2002 pour une durée pouvant aller à 5 ans. Les deux satellites se suivent sur la même orbite à une distance d'environ 220 km l'un de l'autre, à une altitude de 500 km et à une inclination de 89° . Les manoeuvres d'orbite sont exigées tous les 30-60 jours pour maintenir la séparation entre les satellites. La distance entre les deux satellites est mesurée en permanence avec une précision micrométrique. Cette distance varie de quelques dizaines de mètres sous l'influence des irrégularités du champ de pesanteur dans lequel les satellites évoluent.

La figure 6.1 montre une image fournie par la NASA des deux satellites Tom et Jerry sur l'orbite.

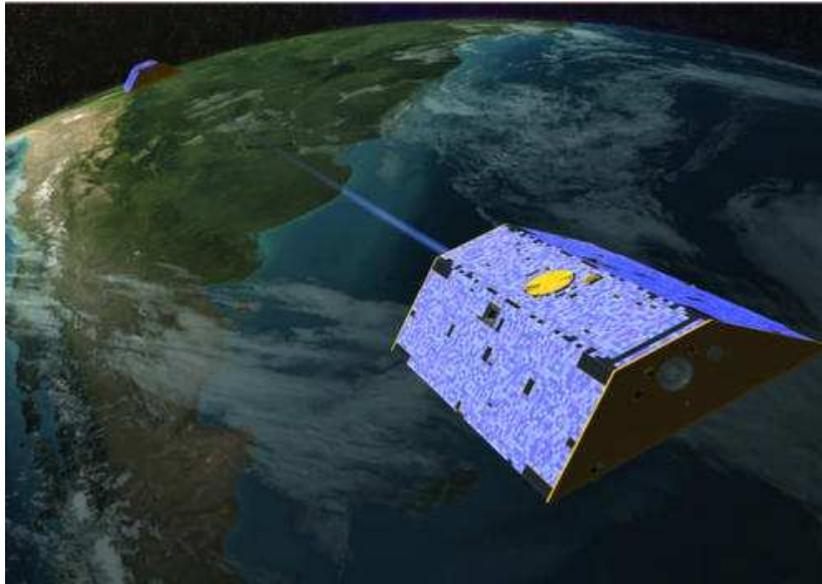


FIG. 6.1 – La mission GRACE (source NASA).

La mission GRACE permet, pour la première fois, de mesurer les variations spatio-temporelles du géoïde (équipotentielle du champ de gravité qui coïncide avec le niveau moyen des océans) sur des échelles de temps allant du mois à la décennie (résolution temporelle de 1 mois). A une époque donnée, les observations réalisées par GRACE représentent la somme, intégrée suivant la verticale, des effets de toutes les variations de masse dans la Terre solide et des redistributions des fluides au sein des enveloppes superficielles (atmosphère, océans et continents). Des approches robustes, par exemple la méthode d'inversion basée sur les moindres carrés généralisés développée par Ramillien et al. (2004) pour séparer les différentes contributions des grands réservoirs (atmosphère, océans, stock total d'eau continental) à partir des géoïdes GRACE ont été développés. En particulier, des séries temporelles de cartes globales mensuelles des variations du stock d'eaux continentales (eaux de surface, humidité du sol et eaux souterraines), et de la couverture neigeuse aux hautes latitudes, ont été calculées avec une résolution spatiale actuelle de ~ 600 km pour un vingtaine de mois depuis avril 2002 (Ramillien et al., 2005a).

A l'échelle régionale d'un grand bassin fluvial, des solutions séparées "eaux continentales" à partir de GRACE peuvent être utilisées pour :

- déterminer les variations temporelles des masses d'eau, principalement saisonnières pour l'instant, en terme de volume d'eau intégré sur la surface du bassin,
- déduire les cartes des changements du taux d'évapotranspiration (ET) par intégration et résolution de l'équation de bilan de masse et par combinaison avec des sorties de modèles du type précipitations et ruissellement (Ramillien et al., 2005b),
- sur les calottes polaires, les résultats de GRACE permettent potentiellement de réaliser un premier bilan de masse des calottes et là aussi d'étudier l'influence de la fonte des glaces

- sur l'évolution du niveau moyen des océans,
– valider les modèles hydrologiques globaux, etc.

Au cours de ma thèse, j'ai utilisé les données de la mission GRACE pour valider le bilan d'eau continentale simulé par ORCHIDEE. Ce travail a été fait en collaboration avec les chercheurs du LEGOS. J'ai aussi eu l'occasion de collaborer avec eux pour l'étude des changements du taux d'évapotranspiration à partir de GRACE et des modèles (Ramillien et al., 2005b).

Dans la section suivante du chapitre, nous allons présenter une validation du modèle ORCHIDEE avec les observations de la mission GRACE.

6.2 Validation d'ORCHIDEE avec GRACE

Plusieurs travaux précédents ont déjà démontré la capacité de GRACE à suivre les variabilités du stockage de l'eau continentale avec une résolution de plusieurs centaines de kilomètre, partout dans le monde avec une précision de quelques millimètres de l'épaisseur d'eau (Wahr et al., 1998 ; Rodell and Famiglietti, 2001 ; Velicogna et al., 2001 ; Swenson et al., 2003 ; Ramillien et al., 2005a).

Jusqu'à maintenant, plusieurs comparaisons entre GRACE et les modèles de surface ont été faites (Ramillien et al., 2005a ; Wahr et al., 2004 ; Schmidt et al., 2005). Ces études ont montré que les changements de la masse de l'eau au-dessus des continents observés avec GRACE correspondent grossièrement à ceux prévus par quelques modèles hydrologiques. Cependant, au-dessus des grands bassins tropicaux comme l'Amazone et le Congo, les amplitudes observées sont largement plus grandes que celles simulées. Dans cette étude, nous allons nous focaliser sur ce point et le but, à côté de la validation d'ORCHIDEE, est de répondre à la question : d'où vient la différence entre GRACE et les modèles sur ces bassins. Nous allons montrer que le développement d'un schéma de routage dans ORCHIDEE mène à un meilleur accord entre les valeurs simulées et les observations de GRACE.

6.2.1 Expérience numérique

Pour cette étude, j'ai construit un nouveau forçage atmosphérique pour les deux années 2002 et 2003 afin d'avoir une période commune entre les simulations et les données de GRACE. Dans le chapitre 4, nous avons montré que la qualité de la précipitation détermine en grande partie la qualité du forçage. En plus, à part la précipitation, nous ne disposons pas d'observations des autres variables comme la température ou les rayonnements pour les deux années 2002 et 2003. Par conséquent, dans la construction du nouveau forçage, je n'ai corrigé que la précipitation des réanalyses de NCEP/NCAR. Les autres variables sont moyennées à partir de NCC pour la période de 1979 à 2000.

Les étapes de la correction de la précipitation sont les mêmes que celles présentées dans le chapitre 4 pour obtenir le forçage NCC. Pourtant, pour les données de la précipitation observée, j'ai utilisé les mensuels CPC (Climate Prediction Center) Merged Analysis of Precipitation (CMAP) (Xie and Arkin, 1996) car les données de CRU que nous disposons s'arrêtent en 2000. Les données CMAP ont une résolution de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (144 points de longitude et 72 points de latitude). Elle sont obtenues à partir des estimations de différents satellites (GPI, OPI, SSM/I et MSU) pour la période de Janvier 1979 à présent.

Le nouveau forçage, appelé NCMAP (Ncep/near-ncc-CMAP), a été utilisé pour forcer ORCHIDEE. Deux simulations ont été faites :

- la simulation ORCHIDEE-1 : ORCHIDEE sans le schéma de routage, forcé par NCMAP
- la simulation ORCHIDEE-2 : ORCHIDEE avec le schéma de routage, forcé par NCMAP

Les sorties de ces deux simulations vont être utilisées dans la suite de ce travail.

6.2.2 Les données de GRACE

Les géoïdes mensuels GRACE sont fournis par le GFZ (GeoForschungsZentrum) à Potsdam et le CSR (Center for Space Research, University of Texas) à Austin depuis avril 2002. Les solutions de champ de gravité sont données chaque 11~30 jours sous forme des coefficients harmoniques sphériques jusqu'au degré $N = 120$. Cependant, l'existence de plusieurs sources d'erreurs non encore maîtrisées, limite l'utilisation effective des coefficients jusqu'au degré 25-30 seulement actuellement (voir Schmidt et al., 2005, Ramillien et al., 2005a).

La composante stationnaire du géoïde G_0 due à la partie solide de la terre, qui caractérise la contribution principale au champ de gravité (presque 99%), est simplement évaluée en calculant la carte moyenne de plusieurs géoïdes $G(t)$ données par les observations de GRACE.

Les mensuels géoïdes $\delta G(t)$ correspondent à la différence entre le géoïde $G(t)$ mesuré par GRACE et la composante stationnaire G_0 :

$$\delta G(t) = G(t) - G_0 \quad (6.1)$$

$\delta G(t)$ peut se décomposer sur une base des harmoniques sphériques (voir annexe C) :

$$\delta G(t) = \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n (\delta C_{nm}(t) \cos m\lambda + \delta S_{nm}(t) \sin m\lambda) P_{nm}(\cos \theta) \quad (6.2)$$

où θ est la co-latitude, λ est la longitude ; $\delta C_{nm}(t)$ et $\delta S_{nm}(t)$ sont les coefficients normalisés de Stokes exprimés en termes de millimètres de géoïde et dépendent du temps t ; n et m sont le degré et l'ordre d'harmoniques respectivement. Ce sont les coefficients $\delta C_{nm}(t)$ et $\delta S_{nm}(t)$

qui sont fournis aux utilisateurs jusqu'au degré $N = 120$. P_{nm} sont les fonctions associées de Legendre définies pour $|x| \leq 1$ et $m \geq 0$:

$$P_n^m(x) = (1 - x^2)^{\frac{m}{2}} \frac{d^m}{dx^m} P_n(x) \quad (6.3)$$

et

$$P_n^{-m}(x) = (-1)^m \frac{(n - m)!}{(n + m)!} P_n^m(x) \quad (6.4)$$

où $P_n(x)$ est le polynôme de Legendre de degré n . Ici, nous rappelons la définition des polynômes de Legendre :

$$\begin{cases} P_0(x) = 1 \\ P_1(x) = x \\ (n + 1)P_{n+1}(x) = (2n + 1)xP_n(x) - nP_{n-1}(x) \end{cases} \quad \text{pour } n > 1 \quad (6.5)$$

Négligeant les variations de masse à l'intérieur de la terre induite par la tectonique telle que les tremblements de terre, la convection de manteau, on suppose que δG dans l'équation 6.2 est simplement la somme de K contributions de différentes composantes du cycle de l'eau et ces contributions ne sont pas corrélées dans l'espace et dans le temps :

$$\delta G(t) = \sum_{k=1}^K \delta G_k(t) \quad (6.6)$$

A partir de cette question, Ramillien et al. (2004, 2005a) ont proposé d'utiliser une inversion développée par Tarantola (1987) pour séparer les différentes contributions : l'eau sur les continents (y compris l'humidité du sol, la neige, l'eau souterraine, l'eau dans les fleuves, etc.), l'eau dans l'atmosphère, l'eau dans les océans (pour plus de détails, voir l'annexe C). La contribution des eaux sur les continents résolue à partir de l'équation 6.6 va être utilisée pour comparer avec les sorties d'ORCHIDEE.

6.2.3 Résultats

Nous allons comparer les solutions issues de l'inversion des données GRACE (Ramillien et al., 2005a) avec les sorties des simulations d'ORCHIDEE sans et avec le schéma de routage (ORCHIDEE-1 et ORCHIDEE-2). Dans ce but, les valeurs mensuelles du stockage d'eau sur les continents pour deux années 2002 et 2003 ont été générées à partir des simulations. Les sorties ont été ensuite transférées aux coefficients harmoniques sphériques jusqu'au degré et ordre 100. Etant donné que le bruit dans les données de GRACE devient critique pour les grands degrés, la comparaison entre GRACE et ORCHIDEE utilise seulement les coefficients jusqu'au degré/ordre $l = 30$ ce qui correspond à une résolution spatiale d'environ 600 km ($\sim 20000/l$, voir l'annexe C). Dans cette étude, nous excluons également le coefficient C_{20} parce que les résultats de GRACE montrent que la variabilité de celui-ci est irrégulièrement grande dans les premiers mois.

Carte de la variation saisonnière

La figure 6.2 représente les variations saisonnières (moyenne d'Avril/Mai moins Novembre 2002) de l'eau continentale estimées à partir des données de GRACE (Figure 6.2.a) et des simulations d'ORCHIDEE.

La comparaison entre les figures 6.2.a et 6.2.b montre que les amplitudes du signal simulé par ORCHIDEE-1 sont inférieures à celles de GRACE sur les grands bassins tropicaux. Tenant compte du stockage d'eaux souterraines et d'eau de surface grâce au schéma de routage, ORCHIDEE-2 (Figure 6.2.c) est en meilleur accord avec les observations de GRACE. Les variations obtenues par GRACE sont bien simulées par ORCHIDEE-2 sur les plus grands bassins du monde : l'Amazone, l'Orinoco, le Congo, le Niger, le Ganges, le Mekong, le Mississippi, etc. Pourtant, sur quelques régions dans les hautes latitudes, la simulation ORCHIDEE-2 surestime les variations de l'eau. Ceci peut être expliqué probablement par le fait que la paramétrisation de la neige dans le modèle n'est pas réaliste. Une autre raison peut venir du forçage atmosphérique utilisé dans cette étude. Comme discuté dans le chapitre 4, la température du forçage a des influences assez importantes sur la simulation du bilan d'eau dans les régions de hautes latitudes ; le fait d'avoir utilisé une année moyenne de température de la période 1979-2000 comme une entrée d'ORCHIDEE pour les deux années 2002-2003 peut donc causer des différences représentées dans les figures 6.2.a et 6.2.c.

Le biais centré entre les données de GRACE et ORCHIDEE-1, ORCHIDEE-2

La figure 6.3 montre le biais centré *rmsd* (root mean square difference) entre les données de GRACE et les sorties des simulations d'ORCHIDEE. Le biais centré *rmsd* entre deux séries (x_1, x_2, \dots, x_N) et (y_1, y_2, \dots, y_N) est défini par :

$$rmsd = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x} - y_i + \bar{y})^2} \quad (6.7)$$

où \bar{x} et \bar{y} sont les moyennes des deux séries respectivement. La figure 6.3 montre que ORCHIDEE-2 est plus proche de GRACE (comparé à ORCHIDEE-1), particulièrement sur l'Amazone, le Niger et le Ganges. Quelques différences par rapport aux données de GRACE restent encore importantes dans la simulation ORCHIDEE-2 sur le Parana, le Congo, les régions de hautes latitudes.

Variations du stockage de l'eau dans les 8 grands bassins du monde

La figure 6.4 représente les variations du stockage de l'eau dans les 8 grands bassins du monde. Les 8 bassins sélectionnés sont : l'Amazone, le Congo, le Mississippi, le Niger, le Changjiang (Yangtze), le Ganges, le Brahmaputre et le Mékong. La figure montre bien que les sorties

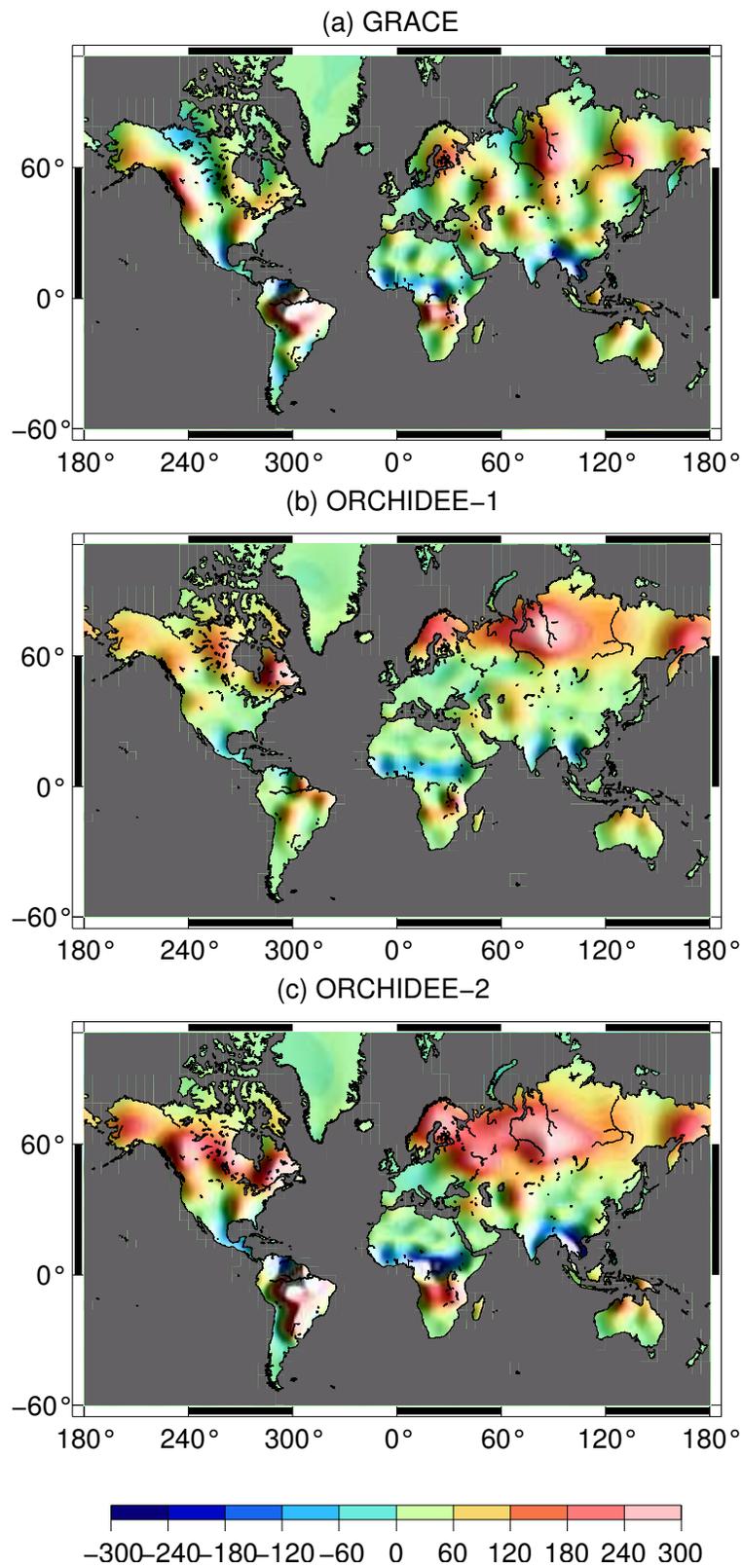


FIG. 6.2 – Variations saisonnières de l'eau continentale (Avril/Mai-Novembre 2002), (a) estimées à partir de l'inversion des géoïdes de GRACE, (b) simulées par la simulation ORCHIDEE-1, (c) et simulées par la simulation ORCHIDEE-2. Unité en mm.

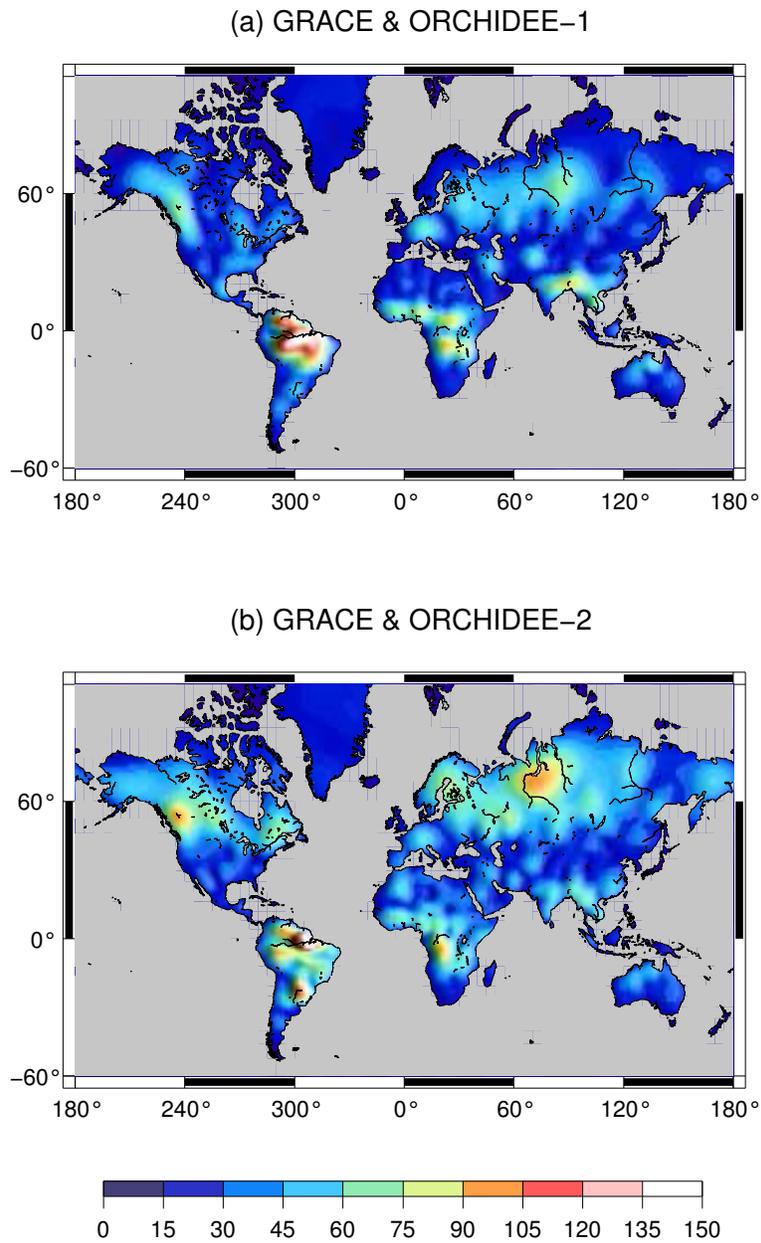


FIG. 6.3 – Le biais centré de l'eau continentale estimée par GRACE et celle simulée par (a) ORCHIDEE-1 et (b) ORCHIDEE-2 pour toute la période en commun entre GRACE et ORCHIDEE. Unité en mm.

d'ORCHIDEE-2 sont en bon accord en phase et en amplitude avec les observations de GRACE. Le stockage d'eau dans les réservoirs souterraines et à la surface (les fleuves, les zones d'inondations), simulé par le schéma de routage dans ORCHIDEE-2, joue donc un rôle important sur l'Amazonie, le Congo, le Changjiang, le Ganges, le Brahmapoutre et le Mékong. Ces réservoirs contribuent pour moitié environ au signal des variations saisonnières de l'eau dans ces bassins. Sur le Mississippi et le Niger, les variations de l'eau dans les réservoirs souterraines et à la surface sont petites.

6.2.4 Conclusions du chapitre

Cette étude a pour but d'utiliser les observations de GRACE pour valider notre modèle de surface ORCHIDEE. Nous avons montré que la nouvelle version d'ORCHIDEE (ORCHIDEE-2) avec le schéma de routage améliore remarquablement la simulation de l'eau continentale, particulièrement au-dessus des bassins tropicaux.

L'utilisation des données satellites est très prometteuse pour le développement et la validation des modèles. Avec GRACE, pour la première fois, on a pu avoir une image globale et "réelle" des variations spatio-temporelles du stockage d'eau sur les continents. On a montré que les variations d'eau continentale simulées par ORCHIDEE sont comparables avec celles observées par GRACE, et aussi montré le rôle important des réservoirs d'eau souterraine et d'eau à la surface sur le stockage d'eau à l'échelle des bassins versant.

Cette étude nous suggère une méthode pour valider l'hypothèse proposée dans le chapitre 5 sur la partielle compensation dans les changements du niveau de la mer entre l'expansion thermique et le stockage d'eau sur les continents. Dans ce but, il faut montrer que le modèle simule bien le stockage d'eau à l'échelle interannuelle/décennale du temps. Dans cette étude, seules les variations saisonnières ont été montrées. Une ouverture de ce travail pour un proche avenir est donc la comparaison des signaux interannuels détectés par GRACE et simulés par ORCHIDEE.

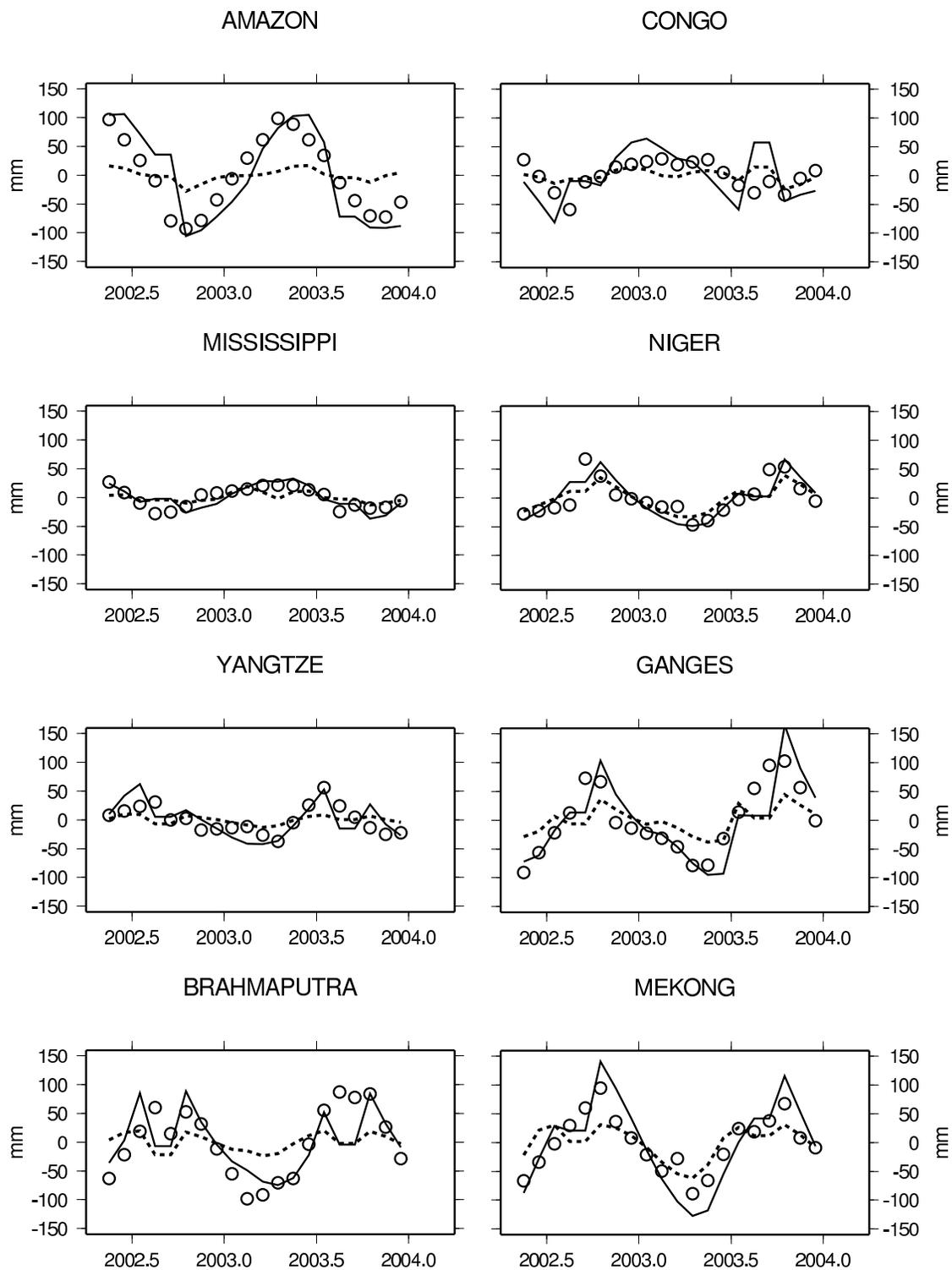


FIG. 6.4 – Variations du stockage de l'eau au-dessus des 8 grands bassins estimée par les données de GRACE (points de cycle), la simulation ORCHIDEE-1 (en trait séparé) et ORCHIDEE-2 (en trait plein)

Chapitre 7

Conclusions et Perspectives

7.1 Conclusions

Le travail effectué au cours de cette thèse a consisté à examiner, valider et comprendre une large gamme de processus liés au cycle de l'eau, particulièrement la branche d'eau continentale, à l'aide du modèle de surface ORCHIDEE et des observations in situ et satellites.

Nous avons commencé avec l'étude des évolutions saisonnières et sa modification lors de l'événement ENSO 1997-1998. Les expériences numériques de cette étude étaient des simulations couplées entre le modèle ORCHIDEE et le MCG atmosphérique du LMD. Avec l'aide de l'altimétrie spatiale Topex/Poséidon, nous avons montré que le modèle ORCHIDEE était capable de reproduire le cycle annuel et le signal interannuel de la contribution de l'eau continentale aux variations du niveau de la mer. La variabilité interannuelle entre les deux années 1997-1998 était pour une partie essentielle due à la précipitation dans les régions tropicales. Nous avons trouvé aussi que, en présentant un schéma de routage dans le modèle ORCHIDEE, la contribution simulée de l'eau continentale au niveau de la mer était retardée de 15 jours, ce qui correspond au temps moyen pour l'eau de couler des système de fleuve des continents vers les océans. Ce retard améliore la représentation du cycle global quand on le compare aux données dérivées des observations de Topex-Poséidon. Au cours de cette étude, nous avons également rendu compte de la limite venant de l'incertitude sur les précipitations des simulations couplées. Une telle incertitude affecte la composante interannuelle des variables qui dépendent de la précipitation, comme ceux des réservoirs d'eau continentale.

La construction d'un nouveau forçage atmosphérique de longue période pour les modèles de surface était une bonne solution pour la limite rencontrée ci-dessus. Aussi nous a-t-elle permis de résoudre de nombreuses questions concernant les variabilités à plusieurs échelles du temps (interannuelle, décennale, multi-décennale) de différentes composantes du cycle de l'eau. Le chapitre 4 a présenté la construction d'un tel forçage, appelé NCC. Les données réanalyses de NCEP/NCAR ont été interpolées sur une maille de $1^\circ \times 1^\circ$ et ont été ensuite ajustées par de

différentes observations à l'échelle globale. La validation de NCC et ORCHIDEE a été faite via les comparaisons entre les débits simulés et ceux observés des dix plus grands fleuves du monde. Nous avons montré que la mauvaise qualité de la précipitation était la cause principale de la mauvaise qualité des débits simulés. La correction de la température des réanalyses de NCEP/NCAR était importante dans les hautes latitudes.

Le forçage NCC a été utilisé pour forcer ORCHIDEE et s'est montré un élément important pour la compréhension de l'évolution du cycle de l'eau continentale au cours de dernières décennies. Les simulations d'ORCHIDEE forcé par NCC ont été utilisées dans le chapitre 5 pour l'étude des échanges d'eau entre les continents et les océans au cours des 50 dernières années. Nous avons trouvé qu'aucune tendance significative de ces échanges n'a été détectée. Pourtant, il existe une forte variabilité décennale (de l'ordre de 6 mm) conduite par la précipitation sur les continents. La plus grande variation du stockage de l'eau est associée aux eaux souterraines et au ruissellement à la surface ($\sim 75\%$), suivies de l'humidité du sol ($\sim 22\%$). Dans ORCHIDEE, la neige ne contribue pas de manière significative à cette variation interannuelle bien que le signal saisonnier était prépondérant. En regardant les variations sur différentes régions du globe, nous avons montré que la forte variabilité dans le signal global est en majeure partie due aux variabilités de la zone tropicale. La forte décroissance de la contribution de l'eau continentale au niveau de la mer pendant les années 1970s est expliquée par les variabilités du bilan d'eau sur l'Amérique du Sud. L'Afrique tropical du Nord perd de l'eau au cours des 50 dernières années. Une anti-corrélation de -0.78 a été aussi détectée pour les deux signaux de l'Amérique du Sud et de l'Afrique tropical du Nord. La compréhension de cette anti-corrélation, qui n'a pas été abordée dans cette thèse, constitue un sujet intéressant pour les études à venir.

A l'échelle des bassins versants, la simulation d'ORCHIDEE forcé par NCC a permis de suivre les changements des débits de fleuves. La détection de ces changements est importante pour la gestion de ressource de l'eau. Les résultats que nous avons obtenus avec les 10 plus grands bassins du monde ont montré qu'ORCHIDEE, forcé par le forçage NCC, pouvait bien simuler la variabilité et les tendances à long terme des débits de fleuves. Bien que les résultats soient encore très préliminaires, cette étude nous donne une certaine confiance pour utiliser les sorties du modèle afin d'estimer les changements des débits sur les fleuves où on ne dispose pas d'observations.

A plus petite échelle, nous avons comparé l'humidité du sol simulée par ORCHIDEE avec les données in situ obtenues à partir de 19 stations sur la région Illinois. Bien que les simulations forcées arrivent à capturer quelques variations interannuelles, les comparaisons ont montré qu'ORCHIDEE est encore loin de la réalité lorsqu'on regarde à petite échelle.

Les variations du niveau de la mer sont essentiellement expliquées par les changements de volume des océans (dus aux changements de température et salinité) et par les échanges de masse d'eau entre les océans et les autres réservoirs. La question de la relation entre ces deux quantités a été pour la première fois posée au cours de ma thèse. Nous avons trouvé que les contributions au niveau de la mer de l'eau continentale et de l'effet thermostérique sont fortement anti-corrélées, de l'ordre de -0.85. Ce résultat suggère que les variations décennales de ces deux contributions sont réalistes et qu'il existe une liaison entre eux. Une hypothèse, qui est d'après nous impor-

tante et fondamentale dans l'étude globale du cycle de l'eau et de changement climatique, a été proposée : il y a une compensation partielle dans les changements du niveau de la mer due à l'expansion thermique et due au stockage de l'eau sur les continents. Une augmentation de température sur les océans provoque plus d'eau stockée sur les continents.

Cette thèse a été commencée avec l'idée d'utiliser les observations spatiales pour valider et mieux comprendre les variables et les processus simulés par le modèle de surface ORCHIDEE. Au cours de cette thèse, nous avons utilisé les observations de la mission Topex/Poséidon pour étudier la contribution de l'eau continentale au niveau de la mer. Dans le chapitre 6, nous avons aussi utilisé les données de la mission GRACE pour valider le bilan d'eau global sur les continents simulé par ORCHIDEE. Ce travail a montré que les variations d'eau continentale simulées par ORCHIDEE sont comparables avec celles observées par GRACE. Avec l'aide de GRACE, nous avons montré que la nouvelle version d'ORCHIDEE avec le schéma de routage améliore remarquablement la simulation du bilan d'eau global, particulièrement au-dessus des bassins tropicaux. Les réservoirs d'eau souterraine et d'eau à la surface jouent un rôle important sur le stockage d'eau à l'échelle des bassins versant.

7.2 Perspectives

Au cours de ce travail de thèse, nous avons travaillé avec les outils de la modélisation du climat, modèle de surface et modèle de circulation générale, orientés vers la grande échelle et les simulations globales. Nous allons tenter ci-dessous de définir/proposer quelques éléments de réflexion pour les perspectives de cette thèse.

Perspectives de modélisation

Les schémas de surface sont d'abord destinés à être couplés aux modèles de circulation générale, dans le cadre de simulations globales du climat. Ces schémas se sont cependant développés en tant qu'entités indépendantes depuis une quinzaine d'années, modélisant chacune des composantes de l'évapotranspiration, l'état hydrique du sol et l'écoulement de l'eau dans le sol, et prenant en compte un nombre croissant de processus et d'éléments de variabilité sous-maille importants. Ces schémas, appelés désormais les modèles de surface, se raffinent progressivement et prennent en compte de plus en plus de processus cruciaux relevant des domaines de l'hydrologie ou de l'agriculture (par exemple la prise en compte de l'irrigation (de Rosnay et al., 2003)).

Au cours de ma thèse, nous avons utilisé la version du modèle ORCHIDEE avec le schéma de routage. Les paramétrisations dans le routage sont encore grossières et peuvent encore être améliorées. Par exemple, la quantité drainée au fond est prélevée directement sur le ruissellement total de façon arbitraire dans le modèle (ruissellement à la surface égale 5% de drainage au fond pour les simulations faites). C'est évident que cette quantité n'est pas réaliste sur tout le globe. En réalité, le rapport ruissellement/drainage est variable dans le temps. Sur le bassin Chari

en Afrique, ce rapport peut atteindre 200% (Delclaux, 2005, communication personnelle). Le schéma de routage prend les eaux de ruissellement à la surface et de drainage et les stocke temporairement dans des réservoirs définis par différents temps de résidence avant d'alimenter le réservoir des fleuves. Le rapport irréaliste ruissellement/drainage va par conséquent donner les résultats irréalistes des débits simulés. Une amélioration des jeux de paramétrisations concernant le routage du modèle est donc une perspective intéressante pour les études du débit des fleuves, qui présentent de nombreux intérêts pour l'étude du climat.

Comme nous en avons discuté, l'humidité du sol est une variable importante dans le système climatique (section 4.1.1). Pourtant, les comparaisons entre les simulations d'ORCHIDEE et les observations in-situ faites au cours de cette thèse ont montré que cette variable simulée est encore loin de la réalité. La version de modèle à deux couches que l'on a utilisé est trop simpliste pour pouvoir nous donner des informations fiables sur l'humidité du sol. La version du modèle à onze couches, développée par De Rosnay et al. (2000) et en train d'être achevée et testée par Tristan d'Orgeval (thésard au LMD) est un développement très prometteur pour cette étude. Les tests de sensibilité concernant le contenu maximum en eau du sol sont aussi attendus afin de pouvoir établir une carte globale de cette quantité.

A l'échelle sous-maille du modèle, la redistribution de l'eau engendrée par l'orographie peut par exemple être importante pour obtenir des ruissellements de surface plus réalistes ou alors renforcer l'évaporation dans les parties où convergent les flux d'eau (Ducharne et al., 2000). Les mêmes processus se produisent aussi à l'échelle des fleuves et peuvent donc modifier les échanges surface/atmosphère à l'échelle régionale. Verant (2004) a aussi souligné l'importance cruciale de la variabilité sous-maille de la pluie, qui est elle aussi liée à la variabilité sous-maille du relief, pour la simulation réaliste du bilan d'eau. Après avoir pris en compte la variabilité sous-maille du relief, on peut imaginer d'introduire une méthode simple et robuste de désagrégation qui permettra de corriger certains défauts comme par exemple la fréquence trop élevée ou une intensité trop homogène des pluies.

Le forçage atmosphérique

Le forçage atmosphérique NCC construit au cours de ma thèse s'est montré un élément important pour les études de la surface continentale au cours des 50 dernières années. La mise à jour et l'amélioration de ce forçage seront à envisager une fois que plus d'observations à l'échelle globale seront disponibles. Pour le forçage NCC, nous n'avons utilisé que la précipitation et la température obtenues à partir des observations in-situ pour améliorer les réanalyses NCEP/NCAR. La qualité du forçage final dépend donc beaucoup de la qualité des observations. Par exemple, sur l'Afrique, la faible densité des stations d'observations mène à une faible qualité du forçage NCC. Dans l'effort de construire le forçage NCMAP pour la période plus récente afin de pouvoir comparer le modèle et GRACE (chapitre 6), nous avons utilisé la précipitation CMAP estimée à partir de différents satellites pour corriger les données réanalyses. Malgré la résolution encore grossière de CMAP, les résultats que nous avons obtenus dans le chapitre 6 étaient encourageants. Dans une étude à venir concernant la mise à jour et l'amélioration du forçage, les données de GPCP

(Global Precipitation Climatology Project) développées par le WCRP (World Climate Research Program) me semblent intéressantes à utiliser. Ces données, de bonnes résolutions temporelle et spatiale (journalier et $1^\circ \times 1^\circ$), sont obtenues à partir des observations in-situ et satellites.

Impact anthropique

L'activité anthropique croissante va avoir (et a déjà) un impact évident sur la qualité et les quantités des ressources en eau. Les scientifiques se doivent d'apporter rapidement des réponses concrètes aux nombreuses demandes de la société.

Avec le schéma de routage, nous avons intégré pour la première fois dans ORCHIDEE l'écoulement latéral, qui est la source principale pour l'eau consommée par nos sociétés. Les paramétrisations de l'irrigation (de Rosnay et al., 2003) et des plaines d'inondation (Polcher, 2003) ont été aussi implantées dans le modèle. L'étude de sensibilité de l'eau continentale à ces paramétrisations n'a pas été abordé dans cette thèse, faute de temps. Etudier ce point constitue une perspective intéressante pour les prochains mois. Une fois que l'irrigation et les plaines d'inondation seront représentées de façon satisfaisante, l'étape suivante sera de tenir compte des barrages et de la consommation municipale.

Dans les simulations faites au cours de ma thèse, nous n'avons pas pris en compte l'évolution interannuelle de la végétation et du cycle du carbone. Le fait de prendre en compte ces processus peut nous permettre d'obtenir des simulations plus réalistes et de quantifier l'impact de l'utilisation de sol sur le bilan d'eau, globalement et régionalement. Il nous permet potentiellement de répondre à certaines questions concernant la qualité des débits simulés pour des régions comme l'Afrique (qui sont souvent loin de la réalité), ou encore l'influence de la déforestation sur la modélisation du bilan d'eau.

Impact du changement climatique

Dans cette thèse, nous avons étudié et validé ORCHIDEE pour le climat présent. Une prochaine étude sera de revenir sur les aptitudes des modèles (ou schémas) de surface pour l'études des impacts du changement climatique sur les processus de surface. Le couplage d'un modèle de surface avec un MCG pour simuler des impacts potentiels du changement climatique présente des avantages importants qui sont en particulier le couplage direct de l'atmosphère avec les surfaces continentales et la prise en compte des rétroactions entre surface et atmosphère, comme par exemple les modifications de la circulation atmosphérique reliées à l'évolution de la végétation, du contenu en eau du sol ou de l'irrigation. L'utilisation d'un MCG couplé à un modèle de surface, capable de simuler de façon réaliste les éléments importants du bilan d'eau (de calculer par exemple les débits des fleuves) et l'évolution des caractéristiques de la surface, nous semble donc pertinente pour étudier les impacts du changement climatique dans le cadre d'un scénario prédéfini. Les intérêts d'une telle étude résident dans la prévision de tendances, la définition des

impacts potentiels d'une modification du climat sur les ressources en eau ou le calendrier d'une culture.

Annexe A

Acronymes

Ci-dessous sont indiquées les abréviations utilisées dans la thèse.

ALMA	Assistance for Land surface Modeling Activities
AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project
AVISO	Archivage, Validation et Interprétation des données des Satellites Océanographiques
BATS	Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme
CMAP	CPC Merged Analysis of Precipitation
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales
CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques
CNRS	Centre National de la Recherche Scientifique
COLA	Center for Ocean-Land Atmosphere Studies
CPC	Climate Prediction Center
CRU	Climate Research Unit
CSR	Center for Space Research
DORIS	Détermination d'Orbite et Radiopositionnement Intégrés par Satellite
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasting
ERA	ECMWF Re-Analyses
ENSO	El Niño Southern Oscillation

GCM	General Circulation Model
GEOS	Goddard Earth Observing System
GEWEX	Global Energy and Water Cycle Experiment
GFDL	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GLASS	Global Land Atmosphere System Study
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GPS	Global Positioning System
GRACE	Gravity Recovery And Climate Experiment
GRDC	Global Runoff Data Centre
GSWP	Global Soil Wetness Project
HYBAM	Hydrogeodynamique du Bassin Amazonien
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IPSL	Institut Pierre-Simon Laplace
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
ISBA	Interactions between the Soil-Biosphere-Atmosphere
ISLSCP	International Satellite Land Surface Climatology Project
LAD	Land Dynamics
LAI	Leaf Area Index ou indice de surface foliaire
LDAS	Land Data Assimilation Systems
LEGOS	Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales
LMD	Laboratoire de Météorologie Dynamique
LMDZ	LMD-Zoom
LOCEAN	Laboratoire d'Océanographie et de Climatologie : Expérimentation et Analyse Numérique
LPJ	Lund-Potsdam-Jena
LSCE	Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement
LSM	Land Surface Model
LSPCR	Land-Surface Processes and Climate Response
MCG	Modèle de Circulation Générale
MIT	Massachusetts Institute of Technology

NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCC	NCEP/NCAR Corrected by CRU
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NCMAP	Ncep/ncar-ncc-CMAP
ORCHIDEE	ORganising Carbon and Hydrology In Dynamic EcosystEms
SECHIBA	Schématisation des Echanges Hydriques à l'Interface entre la Biosphère et l'Atmosphère
SiB	Simple Biosphere
SRB	Surface Radiation Budget
STOMATE	Saclay Toulouse Orsay Model for the Analysis of Terrestrial Ecosystems
T/P	Topex-Poséidon
UCAR	the University Corporation for Atmospheric Research
UNESCO	United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
WCRP	World Climate Research Program

Annexe B

Diagramme de Taylor

Taylor (2001) a construit une forme schématique très utile (nommée diagramme de Taylor) pour donner des informations statistiques (corrélation, différence de moyenne quadratique et rapport de variances) sur la similitude entre les modèles et les observations. Le diagramme est très utile pour évaluer les modèles complexes, comme ceux utilisés pour les études du climat. Un avantage additionnel du diagramme de Taylor est l'absence de restriction sur le domaine de temps ou d'espace considéré.

Base théorique pour le diagramme

On considère deux variables, f_n et r_n , qui sont définies pour n entre 1 et N (pas de temps et/ou d'espace). Les écart-types σ_f , σ_r de f et de r sont respectivement :

$$\sigma_f = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^N (f_n - \bar{f})^2}{N}} \quad (\text{B.1})$$

et

$$\sigma_r = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^N (r_n - \bar{r})^2}{N}} \quad (\text{B.2})$$

où \bar{f} et \bar{r} sont les valeurs moyennes de f et r

Le coefficient de corrélation R entre f et r est défini par l'équation :

$$R = \frac{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - \bar{f})(r_n - \bar{r})}{\sigma_f \sigma_r} \quad (\text{B.3})$$

Le coefficient de corrélation atteint sa valeur maximale qui est unité lorsque pour tous n , $(f_n - \bar{f}) = \alpha(r_n - \bar{r})$, où α est une constante positive. Dans ce cas, les deux champs ont le même

mode de variation mais ne sont identiques qu'en cas $\alpha = 1$. Quand on a seulement le coefficient de corrélation, il est impossible de déterminer si deux variables ont la même amplitude de variation.

Dans la statistique, pour quantifier les différences entre deux champs f et r , on utilise souvent l'écart quadratique moyen E (en anglais : root mean square difference) :

$$E = \left[\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - r_n)^2 \right]^{1/2} \quad (\text{B.4})$$

Pour détailler les différences entre les moyennes des deux champs f et r , E peut être divisé en deux composantes : le biais général \bar{E} et le biais centré E'

$$\bar{E} = \bar{f} - \bar{r} \quad (\text{B.5})$$

et

$$E' = \left[\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N [(f_n - \bar{f}) - (r_n - \bar{r})]^2 \right]^{1/2} \quad (\text{B.6})$$

La somme quadratique de ces deux composantes donne E^2

$$E^2 = \bar{E}^2 + E'^2 \quad (\text{B.7})$$

L'écart quadratique moyen E tend vers zéro lorsque les deux champs ont les mêmes moyennes. Cependant, pour une valeur donnée E' , il est impossible de déterminer quelle part de l'erreur vient de la différence de phase et quelle part vient simplement de la différence dans l'amplitude des variations.

Les quatre quantités ci-dessus (R , E' , σ_f et σ_r) sont utiles dans les comparaisons des champs étudiés, et il est possible de les afficher sur un seul diagramme facilement interprétable. La clé pour construire un tel diagramme est la relation entre ces quatre quantités :

$$E'^2 = \sigma_f^2 + \sigma_r^2 - 2\sigma_f\sigma_r R \quad (\text{B.8})$$

Suivant la loi de cosinus :

$$c^2 = a^2 + b^2 - 2ab\cos\phi \quad (\text{B.9})$$

où a , b et c sont les longueurs de trois côtés d'un triangle et ϕ est l'angle opposée avec c . La relation géométrique entre R , E' , σ_f et σ_r est montré dans la Figure B.1

Le diagramme de Taylor est construit grâce aux définitions et aux relations ci-dessus. Il quantifie statistiquement le degré de similitude entre deux champs. Un champ est nommé "champ de référence", qui est dans notre cas souvent constitué des observations, l'autre est constitué de sorties des modèles. Le but sera donc de quantifier le degré de similitude entre simulations et observations. La Figure B.2 est un exemple de diagramme de Taylor qui compare les observations

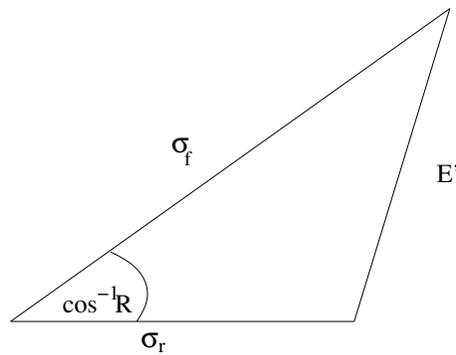


FIG. B.1 – Relation géométrique entre le coefficient de corrélation R , l'écart quadratique moyen centré E' et les écarts-types σ_f et σ_r de deux champs f et r .

avec les statistiques des débits moyens annuels de l'Amazone simulés par quatre différentes expériences numériques. L'axe qui représente l'écart-type a été normalisé, c'est à dire au lieu de σ_f et σ_r , on représente respectivement σ_f/σ_r et 1. Le point de référence (observation) se trouve au point de coordonnées 1 sur l'axe des abscisses. La distance entre les points de simulations et le point de référence représente la valeur E'/σ_r . Plus cette distance est petite, plus les simulations sont semblables aux observations. La Figure B.2 montre que la simulation NCC est la meilleur grâce à une meilleure amplitude simulée (l'écart-type normalisé est proche de 1). La simulation NCEP est la plus mauvaise à cause d'une mauvaise qualité de la phase et de l'amplitude simulées.

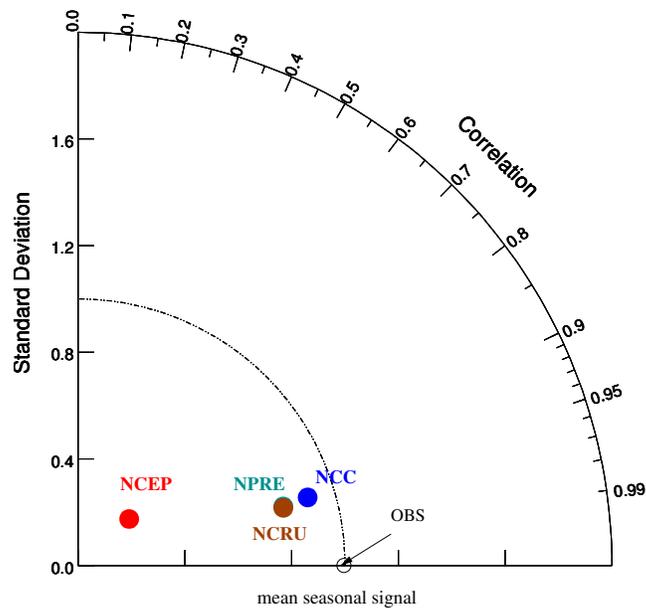


FIG. B.2 – Un exemple de diagramme de Taylor : les statistiques des débits moyens annuels de l'Amazone simulés par les expériences NCEP, NPRE, NCRU et NCC comparées avec les observations de 1970 à 1997. Cette figure est la même avec Figure 4.11b.

Annexe C

Rappels sur les harmoniques sphériques et le problème d'inversion

C.1 Les harmoniques sphériques

Définitions

Les harmoniques sphériques sont un ensemble de fonctions complexes $Y_{lm}(\theta, \phi)$ définies sur la sphère. Leur expression est la suivante :

$$Y_{lm}(\theta, \phi) = C_{lm} P_l^m(\cos \theta) e^{im\phi} \quad (\text{C.1})$$

et

$$Y_{l-m}(\theta, \phi) = (-1)^m Y_{lm}^*(\theta, \phi) \quad (\text{C.2})$$

où $l = 0, 1, 2, \dots, +\infty$; $m = 0, 1, 2, \dots, l$; Y_{lm}^* désigne le conjugué de Y_{lm} .

C_{lm} est une constante de normalisation et P_l^m est la fonction associée de Legendre de degré l et d'ordre m . Elles sont définies ci-après.

Propriété d'orthogonalité

Les harmoniques sphériques ainsi définies sont intrinsèquement orthogonales deux à deux. On choisit généralement la constante de normalisation C_{lm} de manière à ce qu'elles soient orthonormées :

$$\int_{-\pi}^{\pi} \int_0^{\pi} Y_{lm}(\theta, \phi)^* Y_{l'm'}(\theta, \phi) \sin \theta d\theta d\phi = 4\pi \delta_{ll'} \delta_{mm'} \quad (\text{C.3})$$

où δ_{ij} est le symbole de Kronecker qui vaut 1 si $i = j$ et 0 autrement.

Cette relation d'orthonormalisation donne implicitement une valeur à C_{lm} :

$$C_{lm} = \sqrt{(2 - \delta_{m0})(2l + 1) \frac{(l - m)!}{(l + m)!}} \quad (\text{C.4})$$

Les fonctions associées de Legendre

La fonction associée de Legendre $P_l^m(x)$ est définie pour $|x| \leq 1$ et $m \geq 0$ par :

$$P_l^m(x) = (1 - x^2)^{\frac{m}{2}} \frac{d^m}{dx^m} P_l(x) \quad (\text{C.5})$$

et

$$P_l^{-m}(x) = (-1)^m \frac{(l - m)!}{(l + m)!} P_l^m(x) \quad (\text{C.6})$$

où $P_l(x)$ est le polynôme de Legendre de degré l .

Ici, nous rappelons la définition des polynômes de Legendre $P_l(x)$:

$$\begin{cases} P_0(x) = 1 \\ P_1(x) = x \\ (n + 1)P_{n+1}(x) = (2n + 1)xP_n(x) - nP_{n-1}(x) \end{cases} \quad \text{pour } n > 1 \quad (\text{C.7})$$

Les harmoniques sphériques forment une base

L'ensemble des harmoniques sphériques forme une base de l'ensemble des fonctions définies sur la sphère. C'est-à-dire que toute fonction $F(\theta, \phi)$ vérifiant :

$$F : [0, \pi] \times [-\pi, \pi] \rightarrow \mathbb{C}$$

avec

$$\begin{cases} F(\theta, -\pi) = F(\theta, \pi) & \forall \theta \in [0, \pi] \\ F(0, \phi_1) = F(0, \phi_2) & \forall (\phi_1, \phi_2) \in [-\pi, \pi]^2 \\ F(\pi, \phi_1) = F(\pi, \phi_2) & \forall (\phi_1, \phi_2) \in [-\pi, \pi]^2 \end{cases}$$

se décompose sur cette base suivant :

$$F(\theta, \phi) = \sum_{l=0}^{+\infty} \sum_{m=-l}^l f_{lm} Y_{lm}(\theta, \phi) \quad (\text{C.8})$$

Les coefficients f_{lm} sont donnés par :

$$f_{lm} = \int_{-\pi}^{\pi} \int_0^{\pi} Y_{lm}^*(\theta, \phi) F(\theta, \phi) \sin \theta d\theta d\phi \quad (\text{C.9})$$

C.2 Inversion des données de GRACE

Les données de GRACE sont fournies par le GFZ (GeoForschungsZentrum) Potsdam et le CSR (University of Texas) depuis avril 2002. Les solutions de champ de gravité sont données chaque 11~30 jours sous forme des coefficients harmoniques sphériques jusqu'au degré $N = 120$.

La composante stationnaire du géoïde G_0 due à la partie solide de la terre, qui caractérise la contribution principale au champ de gravité (presque 99%), est simplement évaluée en calculant la carte moyenne de plusieurs géoïdes $G(t)$ données par les observations de GRACE.

Les mensuels géoïdes $\delta G(t)$ correspondent à la différence entre le géoïde $G(t)$ mesuré par GRACE et la composante stationnaire G_0 :

$$\delta G(t) = G(t) - G_0 \quad (\text{C.10})$$

$\delta G(t)$ peut se décomposer sur une base des harmoniques sphériques :

$$\delta G(t) = \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n (\delta C_{nm}(t) \cos m\lambda + \delta S_{nm}(t) \sin m\lambda) P_{nm}(\cos \theta) \quad (\text{C.11})$$

où θ est la co-latitude, λ est la longitude et P_{nm} est la fonction associée de Legendre (voir définition dans l'annexe C) ; $\delta C_{nm}(t)$ et $\delta S_{nm}(t)$ sont les coefficients normalisés de Stokes exprimés en termes de millimètres de géoïde et dépendent du temps t ; n et m sont le degré et l'ordre d'harmoniques respectivement. Ce sont les coefficients $\delta C_{nm}(t)$ et $\delta S_{nm}(t)$ qui sont fournis aux utilisateurs de la mission GRACE jusqu'au degré $N = 120$.

Négligeant les variations de masse à l'intérieur de la terre induite par la tectonique telle que les tremblements de terre ou la convection de manteau, on suppose que δG est simplement la somme de K contributions des différentes composantes du cycle de l'eau et ces contributions ne sont pas corrélées dans l'espace et dans le temps :

$$\delta G(t) = \sum_{k=1}^K \delta G_k(t) = (\delta G_1 \ \delta G_2 \ \dots \ \delta G_K)A \quad (C.12)$$

où A est la matrice de séparation composée de K matrices d'identité I_d de dimension $\dim(\delta G(t))$:

$$A = (I_d^1 \ I_d^2 \ \dots \ I_d^K)^T \quad (C.13)$$

Pour une densité $\delta h(t)$ donnée de la masse sur la surface de la terre, les coefficients des géoïdes correspondants peuvent être prévus à partir des coefficients de densité $\delta C_{nm}^h(t)$ et $\delta S_{nm}^h(t)$ en utilisant un filtrage linéaire rapide :

$$\begin{Bmatrix} \delta C_{nm}(t) \\ \delta S_{nm}(t) \end{Bmatrix} = W_n^0 \begin{Bmatrix} \delta C_{nm}^h(t) \\ \delta S_{nm}^h(t) \end{Bmatrix} \quad (C.14)$$

où W_n^0 est une fonction stationnaire et isotrope (Ramillien, 2002) :

$$W_n^0 = \frac{4\pi GR\rho_w}{(2n+1)\gamma(\theta)}(1+z_n) \quad (C.15)$$

z_n représente le nombre de Love qui caractérise la déformation de la terre sous l'effet des variations à la surface (marées, réservoirs d'eau) en fonction de sa composition interne ; $\gamma(\theta)$ est la gravité normale sur l'ellipsoïde de référence ; G ($\approx 6,67.10^{-11} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}\text{s}^{-2}$) est la constante gravitationnelle universelle et R ($\approx 6378 \text{ km}$) est le rayon moyen de la terre ; ρ_w ($\approx 1000 \text{ kgm}^{-3}$) est la densité moyenne de l'eau.

Le problème d'inversion : séparation de la contribution de différents fluides

L'équation C.12 est le système de base à résoudre pour séparer les différentes contributions. Selon cette équation, il y a K fois plus de coefficients à ajuster que ceux donnés par les observations de GRACE. Le problème est donc fortement indéterminé. En raison de non unicité de ce problème d'inversion, on a besoin d'inclure d'autre information en tant que nouvelles contraintes pour obtenir les coefficients de toutes les contributions de l'eau. Ramillien et al. (2004a) ont proposé d'utiliser une inversion développée par Tarantola (1987).

Pour une contribution k , les estimations des coefficients sont construites en tant qu'une combinaison linéaire :

$$\Gamma_k(t) = \Gamma_k^0(t) + C_k\xi \quad (C.16)$$

où le vecteur ξ est la solution de l'expression :

$$(C_D + C_M + AC_kA^T)\xi = \Gamma^{obs}(t) - A\Gamma_k^0(t) \quad (C.17)$$

où $\Gamma^{obs}(t)$ est le vecteur formé par tous les coefficients du géoïde observé et $\Gamma_k^0(t)$ est l'estimation initiale de la contribution k . C_D et C_M sont les matrices de covariance des erreurs "a priori" pour les observations de GRACE et les modèles choisis. C_k est la matrice de covariance qui décrit les statistiques des variations de la masse d'eau dans le réservoir k .

La construction de la matrice C_k est décrite comme suit :

On définit $D_k(\Delta t)$ la matrice formée par la liste de tous les coefficients de Stokes jusqu'au degré $N=100$, reliés au modèle qui estime la contribution k , pour une période d'analyse de Δt mois. Par construction, $D_k(\Delta t)$ contient Δt lignes et chaque ligne correspond à un mois. Chaque colonne de $D_k(\Delta t)$ correspond à un coefficient de degré n et d'ordre m . Une estimation de C_k pour cette période est donnée par :

$$C_k = [D_k(\Delta t) - \bar{D}_k]^T [D_k(\Delta t) - \bar{D}_k] \quad (C.18)$$

où \bar{D}_k est la valeur moyenne des coefficients de Stokes pendant Δt . Des tests ont été faits et ont montré que Δt devrait être $\sim 2-3$ mois autour du mois choisi t (le mois où on veut faire les inversions pour les observations de GRACE). Des valeurs plus grandes de Δt mènent à des solutions moins précises du géoïde.

Références bibliographiques

- Arakawa, A., 1972 : *Design of the UCLA general circulation model. Numerical simulation of weather and climate. Tech. Rep. n0 7.* Dpt. Meteorology, University of California, L. A.
- Belward, A., J. Estes, and K. Kline, 1999 : The IGBP-DIS Global 1-km Land-Cover Data Set DISCover : A Project Overview. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, **9**, 1013–1020.
- Bengtsson, L., and J. Shukla, 1988 : Integration of space and in situ observation to study climate change. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **69**, 1130–1143.
- Blyth, E., and C. Daamen, 1997 : The accuracy of simple soil water models in climate forecasting. *Hydrology and Earth System Sciences*, **1 (2)**, 241–248.
- Bonan, G., 1995 : Land-atmosphere CO₂ exchange simulated by a land surface process model coupled to an atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **100**, 2817–2831.
- Bony, S., H. L. Treut, J.-P. Duvel, and R. Kandel, 1992 : Satellite Validation of GCM-simulated Annual Cycle of the Earth Radiation Budget and Cloud Forcing. *J. Geophys. Res.*, **97**, 18061–18081.
- Budyko, M., 1956 : *Heat Balance of the Earth's Surface.* Gidrometeoizdat, Leningrad, 255 pp. (in Russian).
- Callède, J., J. L. Guyot, J. Ronchail, Y. L'Hôte, H. Niel, and R. de Oliveira, 2004 : Evolution du débit de l'amazone à obidos de 1902 à 1999. *Hydrological Sciences*, **49**, 85–97.
- Cazenave, A., and R. S. Nerem, 2004 : Present-day sea level change, observations and causes. *Review of Geophysics*, **42**, RG3001, doi :10.1029/2003RG000139.
- Cazenave, A., F. Remy, K. Dominh, and H. Douville, 2000 : Global ocean mass variation, continental hydrology and the mass balance of Antarctica Ice Sheet at Seasonal Time Scale. *Geophys. Res. Letters*, **27**, 3755–3758.
- Chelton, D., J. Ries, B. Haines, L. Fu, and P. Callahan, 2001 : Satellite Altimetry. *Satellite Altimetry and Earth Sciences.* L.L. Fu and A. Cazenave (Eds.), Academic Press, International Geophysics Series, Vol. 69, San Diego, USA, 463pp.
- Chen, J. L., C. R. Wilson, D. P. Chambers, R. S. Nerem, and B. Tapley, 1998 : Seasonal Global Global Water Mass Budget and Mean Sea Level Variations. *Geophys. Res. Letters*, **25**, 3555–3558.
- Chen, J. L., C. R. Wilson, B. D. Tapley, and T. Pekker, 2002 : Contributions of hydrological processes to sea level change. *Phys. Chem. Earth*, **27**, 1439–1443.

- Choisnel, E., 1977 : Le bilan d'énergie et le bilan hydrique du sol. *La météorologie*, **6**, 103–133.
- Choudhury, B. J., 1993 : Reflectivities of selected land surface types at 19 and 37 GHz from SSM/I observations. *Rem. Sens. Environ.*, **46**, 1–17.
- Church, J. A., J. M. Gregory, P. Huybrechts, M. Kuhn, K. Lambeck, M. T. Nhuan, D. Qin, and P. L. Woodworth, 2001 : Changes in sea level. *Climate Change 2001 : The Scientific Basis, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pp. edited by J.T. Houghton et al., pp. 639–693, Cambridge Univ. Press, New York.
- Church, J. A., N. J. White, R. Coleman, K. Lambeck, and J. X. Mitrovica, 2004 : Estimates of the regional distribution of sea-level rise over the 1950 to 2000 period. *J. Climate*, **17(13)**, 2609–2625.
- Crossley, J., J. Polcher, P. Cox, N. Gedney, and S. Planton, 2000 : Uncertainties linked to land-surface processes in climate change simulations. *Climate Dyn.*, **16**, 949–961.
- Cubasch, U., G. A. Meehl, G. J. Boer, R. J. Stouffer, M. Dix, A. Noda, C. A. Senior, S. Raper, and K. S. Yap, 2001 : Projections of future climate change. *Climate Change 2001 : The Scientific Basis : Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pp. edited by J. T. Houghton et al., chap. 9, pp. 525–582, Cambridge Univ. Press, Cambridge, New York.
- Dai, A., I. Fung, and D. G. Genio, 1997 : Surface observed global land precipitation variations during 1900-1988. *J. Climate*, **10**, 2943–2962.
- Darcy, H., 1856 : *Les fontaines publiques de la ville de Dijon*. P. Dalmont, Ed.
- de Marsily, G., 1995 : *L'eau*. Dominos, Flammarion.
- de Rosnay, P., 1999 : *Représentation de l'interaction sol-végétation-atmosphère dans le Modèle de Circulation Générale du Laboratoire de Météorologie Dynamique*. Physique, Université Paris 6.
- de Rosnay, P., M. Bruen, and J. Polcher, 2000 : Sensitivity of surface fluxes to the number of layers in the soil model used in gcms. *Geophy. Res. Letters*, **27**, 3329–3332.
- de Rosnay, P., and J. Polcher, 1998 : Modelling root water uptake in a complex land scheme coupled to a gcm. *Hydrology and Earth System Sciences*, **2**, 239–255.
- de Rosnay, P., J. Polcher, K. Laval, and M. Sabre, 2003 : Integrated parameterization of irrigation in the land surface model orchidee. validation over indian peninsula. *Geophy. Res. Letters*, **30**, 1986 10.1029/2003GL018024 ; 07 October 2003.
- Deardorff, J. W., 1977 : A parametrization of ground-surface moisture content for use in atmospheric prediction models. *J. Appl. Meteorol.*, **16**, 1182–1185.
- Delclaux, F., C. Faroux, J. Lemoalle, M. Coe, and T. Ngo-Duc, 2005 : Sensitivity of hydrological models to Land Surface Model outputs : application to lake Chad, Central Africa. *European Geosciences Union General Assembly, 24-29 April 2005, Vienna, Austria*.
- Dickinson, R. E., and A. Henderson-Sellers, 1988 : Modelling tropical deforestation. *Quart J. R. Meteorol. Soc.*, **114**, 439–462.
- Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, P. J. Kennedy, and M. F. Wilson, 1993 : Biosphere-atmosphere transfer scheme (bats), version 1e as coupled to the ncar community climate model. *Tech. note NCAR/TN-387+STR*, 72pp.

- Dickinson, R. E., M. Shaikh, R. Bryant, and L. Graumlich, 1998 : Interactive canopies for a climate model. *J. Climate*, **11**, 2823–2836.
- Dirmeyer, P. A., 1995 : Meeting on problems in initializing soil wetness. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **76**, 2234–2240.
- Dirmeyer, P. A., A. Dolman, and N. Sato, 1999 : The Pilot Phase of the Global Soil Wetness Project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **80**, 851–878.
- Dirmeyer, P. A., X. Gao, and T. Oki, 2002 : GSWP-2 : The Second Global Soil Wetness Project Science and Implementation Plan. *IGPO Publication Series*, p. 65pp.
- Dirmeyer, P. A., F. J. Zeng, A. Ducharne, J. C. Morrill, and R. D. Koster, 2000 : The Sensitivity of Surface Fluxes to Soil Water Content in Three Land Surface Schemes. *J. Hydrometeo*, **1**, 121–134.
- Douville, H., 1998 : Validation and sensitivity of the global hydrologic budget in stand-alone simulations with the isba land-surface scheme. *Climate Dyn.*, **14**, 151–171.
- Ducharne, A., 1997 : *Le cycle de l'eau : modélisation de l'hydrologie continentale, étude de ses interactions avec le climat*. PhD thesis, Université Paris 6.
- Ducharne, A., C. Golaz, E. Leblois, K. Laval, J. Polcher, E. Ledoux, and G. de Marsily, 2003 : Development of a high resolution runoff routing model, calibration and application to assess runoff from the LMD GCM. *J. Hydrol.*, **280**, 207–228.
- Ducharne, A., R. Koster, M. Suarez, M. Stieglitz, and P. Kumar, 2000 : A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model. 2- Parameter estimation and model demonstration. *J. Geophys. Res.*, **105**, 24823–24838.
- Ducharne, A., and K. Laval, 2000 : Influence of the Realistic Description of Soil Water-Holding Capacity on the Global Water Cycle in a GCM. *J. Climate*, **13**, 4393–4413.
- Ducharne, A., K. Laval, and J. Polcher, 1998 : Sensitivity of the hydrological cycle to the parameterization of soil hydrology in a GCM. *Climate Dyn.*, **14**, 307–327.
- Ducoudré, N. I., K. Laval, and A. Perrier, 1993 : A new set of parameterizations of the hydrologic exchanges et the land-atmosphere interface within the LMD Atmospheric Global Circulation Model. *J. Climate*, **6**, 248–273.
- Entin, J. K., A. Robock, K. Y. Vinnikov, V. Zabelin, S. Liu, A. Namkhai, and T. Adyasuren, 1999 : Evaluation of Global Soil Wetness Project soil moisture simulations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 183–198.
- Fekete, B., C. Vörösmarty, J. Roads, and C. Willmott, 2004 : Uncertainties in precipitation and their impacts on runoff estimates. *J. Climate*, **17**, 294–304.
- Fekete, B. M., V. Charles, and W. Grabs, 2000 : Global, composite runoff fields based on observed river discharge and simulated water balances. Technical report, UNH/GRDC, Global Runoff Data Centre, Koblenz, Germany.
- Fu, L.-L., and A. Cazenave, 2001 : *Satellite Altimetry and Earth Sciences*. Academic Press, International Geophysics Series, Vol. 69, San Diego, USA, 463pp.
- Gill, A. E., 1982 : *Atmosphere-Ocean Dynamics*, V. 30. Academic Press, London.
- Gregory, J. M., H. T. Banks, P. A. Stott, J. A. Lowe, and M. D. Palmer, 2004 : Simulated and observed decadal variability in ocean heat content. *Geophys. Res. Letters*, **31**, L15312, doi : 10.1029/2004GL020258.

- Gregory, J. M., J. F. B. Mitchell, and A. J. Brady, 1997 : Summer drought in northern midlatitudes in a time-dependent CO₂ climate experiment. *J. Climate*, **10**, 662–686.
- Habets, F., J. Noilhan, C. Golaz, J. Goutorbe, P. Laccarrère, E. Leblois, E. Ledoux, E. Martin, C. Ottlé, and D. Vidal-Madjar, 1999 : The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to Hapex-Mobilhy area. Part I : Model and database. *J. Hydrol.*, **217**, 75–96.
- Hagemann, S., and L. Dümenil, 1998 : A parametrization of the lateral waterflow on the global scale. *Climate Dyn.*, **14**, 17–31.
- Hall, F. G., B. Meeson, S. Los, L. Steyaert, E. B. de Colstoun, D. Landis, and eds., 2003 : ISLSCP Initiative II. *Published on DVD/CD-ROM by NASA*.
- Hansen, J., G. Russel, D. Rind, P. Stone, A. Lacis, S. Lebedeff, R. Ruedy, and L. Travis, 1983 : Efficient three-dimensional global models for climate studies : Models I and II. *Mon. Weather. Rev.*, **111**, 609–662.
- Harzallah, A., and R. Sadourny, 1995 : Internal versus SST-forced atmospheric variability as simulated by an atmospheric general circulation model . *J. Climate*, **8**, 474–495.
- Henderson-Sellers, A., 1996 : Soil Moisture simulation : Achievements of the RICE and PILPS intercomparison workshop and future directions. *Global and Planetary change.*, **13**, 99–115.
- Holgate, S. J., and P. L. Woodworth, 2004 : Evidence for enhanced coastal sea level rise during the 1990s. *Geophys. Res. Letters*, **31(7)**, L07305, doi :10.1029/2004GL019626.
- Hollinger, S. E., and S. A. Isard, 1994 : A soil moisture climatology of Illinois. *J. Climate*, **7**, 822–833.
- Holton, J. R., 1992 : *An Introduction to Dynamic Meteorology, Third Edition*. Academic. Press, San Diego.
- J. Houghton, Y. Ding, D. Griggs, M. Noguer, P. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. Johnson, Eds., 2001 : *Climate Change 2001. The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Hourdin, F., F. Couvreux, and L. Menut, 2002 : Parameterization of the dry convective boundary layer based on a mass flux representation of thermals. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1105–1123.
- Ishii, M. ., K. Masahide, and K. Misako, 2003 : Historical Ocean Subsurface Temperature Analysis with Error Estimates. *Mon. Weather. Rev.*, **131(1)**, 51–73.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandi, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, and D. Joseph, 1996 : The NCEP-NCAR 40-year reanalysis projecct. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **77**, 437–471.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, and S. K. Yang, 2002 : NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**, 1631–1643.
- Kistler, R., E. Kalnay, W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. V. den Dool, R. Jenne, and M. Fiorino, 2001 : The NCEP-NCAR 50-year reanalysis : monthly means CD-ROM and documentation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **82**, 247–267.

- Krinner, G., N. Viovy, N. de Noblet-Ducoudré, J. Ogée, J. Polcher, P. Friedlingstein, P. Ciais, S. Sitch, and C. Prentice, 2005 : A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochem. Cycles*, **19**, GB1015, doi :10.1029/2003GB002199.
- Kundzewicz, Z. W., and A. J. Robson, 2004 : Change detection in hydrological records - a review of the methodology. *Hydrol. Sci. J.*, **49**, 7–19.
- Kundzewicz, Z. W., A. J. Robson, and (ed.), 2000 : Detecting trend and other changes in hydrological data. *World Climate Programme -Water, World Climate Programme Data and Monitoring, WCDMP-45, WMO/TD-No. 1013*, pp. Geneva, May 2000.
- Ledoux, E., 1980 : *Modélisation intégrée des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un bassin hydrologique*. PhD thesis, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris et Université Paris 6.
- Lemoalle, J., 2004 : *Lake Chade : a changing environment*, pp. 321–339. proceedings of the NATO Advanced Research Workshop, Liège, Belgium, 7-10 May, 2003. Nato Science Series : 4. Earth and Environmental Sciences, 36.
- Levitus, S., J. I. Antonov, and T. P. Boyer, 2005 : Warming of the world ocean, 1955-2003. *Geophys. Res. Letters*, **32**, L02604, doi :10.1029/2004GL021592.
- Levitus, S., and T. Boyer, 1994 : *World Ocean Atlas 1994, Volume 4 : Temperature*. NOAA Atlas NESDIS 4, U.S. Department of Commerce, NOAA, NESDIS.
- Levitus, S., R. Burgett, and T. Boyer, 1994 : *World Ocean Atlas 1994, Volume 3 : Salinity*. NOAA Atlas NESDIS 3, U.S. Department of Commerce, NOAA, NESDIS.
- Li, Z., 1999 : Ensemble atmospheric gcm simulation of climate interannual variability from 1979 to 1994. *J. Climate*, **12**, 986–1001.
- Lins, H. F., and J. R. Slack, 1999 : Streamflow trends in the united states. *Geophys. Res. Letters*, **26**, 227–230.
- Loaiciga, H. A., J. B. Valdes, R. Vogel, J. Garvey, and H. Schwarz, 1996 : Global warming and the hydrological cycle. *J. Hydrol.*, **174**, 83–127.
- Lombard, A., A. Cazenave, P. Y. L. Traon, and M. Ishii, 2005 : Contribution of thermal expansion to present-day sea level rise revisited. *Global and Planetary Change*, p. in press.
- Mahfouf, J.-F., C. Ciret, A. Ducharne, P. Irannejad, J. Noilhan, Y. Shao, P. Thornton, Y. Xue, and Z.-L. Yang, 1996 : Analysis of transpiration results from the RICE and PILPS Workshop. *Global and Planetary change.*, **13**, 73–88.
- Manabe, S., 1969 : Climate and ocean circulation. I. The atmospheric circulation and the hydrology of the Earth's surface. *Mon. Weather. Rev.*, **97**, 739–774.
- Manabe, S., and J. L. Holloway, 1975 : The seasonal variation of the hydrologic cycle as simulated by a global model of the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **80**, 1617–1649.
- Marchant, R., and H. Hooghiemstra, 2004 : Rapid environmental change in African and South American tropics around 4000 years before present : a review. *Earth-Science Reviews*, **66**, 217–260.
- Marengo, J., J. Tomosella, and C. R. Uvo, 1998 : Trends in streamflow and rainfall in tropical south america : Amazonia, eastern brazil, and northwestern peru. *J. Geophys. Res.*, **103**, 1775–1783.

- Maurer, E., A. Wood, J. Adam, D. Lettenmaier, and B. Nijssen, 2002 : A long-term hydrologically-based data set of land surface fluxes and states for the conterminous United States. *J. Climate*, **15**, 3237–3251.
- Meeson, B. W., F. E. Corprew, J. M. P. McManus, D. M. Myers, J. W. Closs, K. J. Sun, D. J. Sunday, and P. Sellers, 1995 : ISLSCP Initiative I - Global data sets for land-atmosphere models, 1987-1988. *Published on CD by NASA (USA_NASA_GDAAC_ISLSCP_001-USA_NASA_GDAAC_ISLSCP_005)*, **1-5**.
- Meier, M. F., and M. Dyurgerov, 2002 : How alaska affects the world. *Science*, **297**, 350–351.
- Miller, J. R., G. L. Russell, and G. Caliri, 1994 : Continental-scale river flow in climate models. *J. Climate*, **7**, 914–928.
- Milly, P., and K. Dunne, 1994 : Sensitivity of the global water cycle to the water-holding capacity of land. *J. Climate*, **7**, 506–526.
- Milly, P., and A. Shmakin, 2002a : Global modeling of land water and energy balances. Part I : The Land Dynamics (LaD) model. *J. Hydrometeo*, **3**, 283–299.
- Milly, P., and A. Shmakin, 2002b : Global modeling of land water and energy balances. Part II : Land-characteristic contributions to spatial variability. *J. Hydrometeo*, **3**, 301–310.
- Milly, P., R. Wetherald, K. Dunne, and T. Delworth, 2002 : Increasing risk of great floods in a changing climate. *Nature*, **415**, 514–517.
- Milly, P. C. D., A. Cazenave, and M. C. Gennero, 2003 : Contribution of climate-driven change in continental water storage to recent sea-level rise. *Proceedings of the National Academy of Sciences (PNAS)*, **100**, 13158–13161.
- Minster, J. F., A. Cazenave, Y. V. Serafini, F. Mercier, M. Gennero, and P. Rogel, 1999 : Annual Cycle in Mean Sea Level from Topex-Poseidon and ERS-1 : Inference on the Global Hydrological Cycle. *Global and Planetary change.*, **20**, 57–66.
- Mitchell, J. B. F., and D. A. Warrilow, 1987 : Summer dryness in northern mid-latitudes due to increased CO₂. *Nature*, **320**, 238–240.
- Mysak, L. A., D. K. Manak, and R. F. Marsden, 1990 : Sea-ice anomalies observed in the greenland and labrador seas during 1901-1984 and relation to an interdecadal Artic climate cycle. *Climate Dyn.*, **5**, 111–133.
- New, M., M. Hulme, and P. Jones, 1999 : Representing twentieth-century space-time climate variability. Part I : Development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology. *J. Climate*, **12**, 829–856.
- New, M., M. Hulme, and P. Jones, 2000 : Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II : Development of a 1901-90 mean monthly grids of terrestrial surface climate. *J. Climate*, **13**, 2217–2238.
- Ngo-Duc, T., 2002 : Evolution de l'humidité du sol. Master's thesis, DEA : Océanologie, Météorologie et Environnement, PARIS VI, Ecole Doctorale Sciences de l'Environnement (ED129).
- Ngo-Duc, T., K. Laval, J. Polcher, and A. Cazenave, 2005a : Contribution of continental water to sea level variations during the 1997-1998 ENSO events, comparison between AMIP simulations and Topex-Poseidon satellite data. *J. Geophys. Res.*, **110**, D09103, doi :10.1029/2004JD004940.

- Ngo-Duc, T., K. Laval, J. Polcher, A. Lombard, and A. Cazenave, 2005b : Effects of land water storage on global mean sea level over the past half century. *Geophys. Res. Letters*, **32**, L09704, doi :10.1029/2005GL022719.
- Ngo-Duc, T., J. Polcher, and K. Laval, 2005c : A 53 year forcing data set for land surface models. *J. Geophys. Res.*, **110**, D06116, doi :10.1029/2004JD005434.
- Noilhan, J., and S. Planton, 1989 : A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Weather. Rev.*, **117**, 536–549.
- Oki, T., T. Nishimura, and P. Dirmeyer, 1999 : Assessment of annual runoff from land surface models using Total Runoff Integrating Pathways (TRIP). *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 235–255.
- Peixoto, J., and A. Oort, 1992 : *Physics of climate*. American Institute of Physics.
- Piper, S. C., and E. F. Stewart, 1996 : A gridded global data set of daily temperature and precipitation for terrestrial biosphere modeling. *Global. Biogeochem. Cycles*, **10**, 757–782.
- Polcher, J., 2003 : *Les processus de surface à l'échelle globale et leurs interactions avec l'atmosphère*. Thèse d'habilitation à diriger des recherches, Université Paris 6.
- U.S. National Research Council, 1994 : *GOALS Global Ocean Atmosphere Land System for predicting seasonal to interannual climate*. National Academy Press, Washington D.C., 103 pp.
- Ramillien, G., 2001 : Gravity/magnetic potential of uneven shell topography. *J. Geodesy*, **76**, 139–149.
- Ramillien, G., A. Cazenave, and O. Brunau, 2004 : Global time variations of hydrological signals from grace satellite gravimetry. *Geophys. J. Int.*, **158**, 813–826.
- Ramillien, G., F. Frappart, A. Cazenave, and A. Güntner, 2005a : Time variations of land water storage from an inversion of 2 years of GRACE geoids. *Earth and Planetary Science Letters*, p. in press.
- Ramillien, G., F. Frappart, A. Güntner, T. Ngo-Duc, and A. Cazenave, 2005b : Mapping time-variations of evapotranspiration rate from grace satellite gravimetry. *Water Resources Research*, p. submitted.
- Robock, A., M. Mu, K. Vinnikov, I. V. Trofimova, and T. I. Adamenko, 2005 : Forty-five years of observed soil moisture in the Ukraine : No summer desiccation (yet). *Geophys. Res. Letters*, **32**, L03401, doi :10.1029/2004GL021914.
- Robock, A., K. Vinnikov, G. Srinivasan, J. Entin, S. Hollinger, N. Speranskaya, S. Liu, and A. Namkhai, 2000 : The Global Soil Moisture Data Bank. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **81**, 1281–1299.
- Rodell, M., and J. Famiglietti, 2001 : An analysis of terrestrial water storage variations in Illinois with implications for the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE). *Water Resour. Res.*, **37**(5), 1327–1339.
- Ronchail, J., T. Ngo-Duc, J. Polcher, J. Guyot, and E. de Oliveira, 2005 : A 50 year discharge simulation of the Amazon basin rivers by ORCHIDEE. *The VIIIth IAHS (International association of hydrological sciences) Scientific Assembly, 3-9 April 2005, Foz de Iguacu, Brazil*.

- Sadourny, R., and K. Laval, 1984 : *January and July performance of the LMD general circulation model*, pp. 173–197. Elsevier, Amsterdam.
- Schiffer, R. A., and W. B. Rossow, 1983 : The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) : The First Project of the World Climate Research Programme. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **64**, 779–784.
- Schiller, A., U. Mikolajewicz, and R. Voss, 1996 : The stability of the thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere general circulation model. *Technical report 188, Max-Planck-Institute for Meteorology, Hamburg*.
- Schmidt, R., P. Schwintzer, F. Flechtner, C. Reigber, A. Güntner, P. Döll, G. Ramillien, A. Caze-
nave, S. Petrovic, H. Jochmann, and J. Wünsch, 2005 : GRACE observations of changes in
continental water storage. *Global and Planet. Changes*, p. in press.
- Schneider, S. H., and R. E. Dickinson, 1974 : Climate modelling. *Rev. Geophys. Space Phys.*,
12, 447–493.
- Schubert, S. D., R. B. Rood, and J. Pfaendtner, 1993 : An assimilated data set for earth sciences
applications. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **74**, 2331–2342.
- Sellers, P., D. A. Randall, G. J. Collatz, J. A. Berry, C. B. Field, D. A. Dazlich, C. Zhang,
G. D. Collelo, and L. Bounoua, 1996 : A revised land surface parameterization (SiB2) for
atmospheric GCMs. Part I : Model formulation. *J. Climate*, **9**, 676–705.
- Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud, and A. Dalcher, 1986 : A simple biosphere model (SiB) for use
within general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 505–531.
- Seneviratne, S., P. Viterbo, D. Lüthi, and C. Schär, 2004 : Inferring changes in terrestrial water
storage using ERA-40 reanalysis data : The Mississippi River basin. *J. Climate*, **17**, 2039–
2057.
- Shepard, D., 1968 : A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data. *Proc.
23rd National Conference ACM, ACM*, pp. 517–524.
- Shiklomanov, A. I., R. B. Lammers, and C. J. Vörösmarty, 2002 : Widespread decline in hy-
drological monitoring threatens pan-Arctic research. *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union*, **83**,
13–16.
- Sitch, S., I. Prentice, B. Smith, W. Cramer, J. Kaplan, W. Lucht, M. Sykes, K. Thonicke, and
S. Venevsky, 2000 : LPJ - A coupled model of vegetation dynamics and the terrestrial carbon
cycle. *S. Sitch, The role of vegetation dynamics in the control of atmospheric CO2 content*,
Dissertation. Lund University, Sweden.
- Swenson, S., J. Wahr, and P. C. C. Milly, 2003 : Estimated accuracies of regional water storage
variations inferred from the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) ? *Water
Resour. Res.*, **39**(8), 1223, doi :10.1029/2002WR001808.
- Talagrand, O., 1997 : Assimilation of observations : an introduction. *J. Meteor. Soc. Japan*,
75(1B), 191–209.
- Tapley, B., S. Bettadpur, M. Watkins, and C. Reigber, 2004 : The gravity recovery and cli-
mate experiment : Mission overview and early results. *Geophys. Res. Letters*, **31**, L09607,
doi :10.1029/2004GL019920.
- Tarantola, A., 1987 : *Inverse Problem Theory*. Elsevier, Amsterdam, pp. 613.

- Taylor, K. E., 2001 : Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, **106 (D7)**, 7183–7192.
- Thomas, R., E. Rignot, G. Casassa, P. Kanagaratnam, C. Acuna, T. Akins, H. Brecher, E. Frederick, P. Gogineni, W. Krabill, S. Manizade, H. Ramamoorthy, A. Rivera, R. Russell, J. Sonntag, R. Swift, J. Yungel, and J. Zwally, 2004 : Accelerated sea-level rise from west antarctica. *Science*, **306**, 255–258.
- Trenberth, K. E., and C. J. Guillemot, 1994 : The total mass of the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **99**, 23079–23088.
- Velicogna, I., J. Wahr, and J. V. den Dool, 2001 : Can surface pressure be used to remove atmospheric contributions from GRACE data with sufficient accuracy to recover hydrological signals? *J. Geophys. Res.*, **106(B8)**, 16415–16434.
- Verant, S., 2004 : *Le bilan hydrologique régional en Europe : étude de sa variabilité à l'aide de simulations numériques*. Sciences de l'eau, Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et des Forêts (ENGREF).
- Verant, S., K. Laval, J. Polcher, and M. Castro, 2004 : Sensitivity of the continental hydrological cycle to the spatial resolution over the Iberian Peninsula. *J. Hydrometeo*, **5**, 265–283.
- Vinnikov, K. Y., A. Robock, N. A. Speranskaya, and C. A. Scholusser, 1996 : Scales of temporal and spatial variability of midlatitude soil moisture at different levels. *J. Geophys. Res.*, **101**, 7163–7174.
- Viovy, N., 1996 : Interannuality and CO₂ sensitivity of the SECHIBA-BG coupled SVAT-BGC Model. *Phys. Chem. Earth*, **21**, 489–497.
- Vörösmarty, C., B. Fekete, B. Meybeck, and R. Lammers, 2000 : Global system of rivers : its role in organizing continental land mass and defining land-to-ocean linkages. *Global Biogeochemical Cycles*, **14**, 599–621.
- Wahr, J., M. Molenaar, and F. Bryan, 1998 : Time variability of the Earth's gravity field : Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. *J. Geophys. Res.*, **103**, 30205–30230.
- Wahr, J., S. Swenson, V. Zlotnicki, and I. Velicogna, 2004 : Time-variable gravity from GRACE : First results. *Geophys. Res. Letters*, **31**, L11501, doi :10.1029/2004GL019779.
- Wetherald, R. T., and S. Manabe, 1999 : Detectability of summer dryness caused by greenhouse warming. *Climate Change*, **43**, 495–511.
- Willis, J., D. Roemmich, and B. Cornuelle, 2004 : Interannual variability in upper-ocean heat content, temperature and thermocline expansion at global scales. *J. Geophys. Res.*, p. in press.
- Xie, P., and P. A. Arkin, 1996 : Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions. *J. Climate*, **9**, 840–858.
- Xie, P., and P. A. Arkin, 1997 : Global Precipitation : A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**, 2539–2558.
- Xie, P., B. Rudolf, U. Schneider, and P. A. Arkin, 1996 : Gauge-based monthly analysis of global land precipitation from 1971 to 1994. *J. Geophys. Res.*, **101**, 19023–19034.

- Xue, Y., P. Sellers, J. Kinter, and J. Shukla, 1991 : A simplified biosphere model for global climate studies. *J. Climate*, **4**, 345–364.
- Zhao, M., and P. A. Dirmeyer, 2003 : Production and Analysis of GSWP-2 near-surface meteorology data sets. *COLA Technical Report 159*, p. 38 pp.