



HAL
open science

Rôle de l'océan Indien dans le système couplé mousson-El Niño Oscillation Australe

Pascal Terray

► **To cite this version:**

Pascal Terray. Rôle de l'océan Indien dans le système couplé mousson-El Niño Oscillation Australe. Océan, Atmosphère. Université Pierre et Marie Curie, 2006. tel-01319603

HAL Id: tel-01319603

<https://hal.science/tel-01319603>

Submitted on 21 May 2016

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.



I P S L

Habilitation à Diriger des Recherches

Université Pierre et Marie Curie, Paris, France

Spécialité :

“Physique et chimie de l’océan et de l’atmosphère; climatologie”

Rôle de l’océan Indien dans le système couplé mousson-El Nino Oscillation Australe

Pascal Terray

Laboratoire d’Océanographie et du Climat : Experimentation et Approche Numérique

— Institut Pierre-Simon Laplace —

Soutenue le 21 Décembre 2006 devant le jury composé de

<i>Président :</i>	<i>Mr Claude Frankignoul</i>
<i>Rapporteurs :</i>	<i>Mr Thierry Delcroix</i>
	<i>Mr Bernard Fontaine</i>
	<i>Mr Serge Planton</i>
<i>Examineurs :</i>	<i>Mme Pascale Delecluse</i>
	<i>Mr Gilles Reverdin</i>

Table des matières

Avant-propos	p. 3
Chapitre 1. Le cycle annuel de la mousson indienne	p. 7
<i>1.a Introduction</i>	p. 9
<i>1.b Les ingrédients de la mousson</i>	p. 9
<i>1.c Moussons d'été et d'hiver</i>	p. 13
<i>1.d Le rôle de l'océan Indien dans le cycle saisonnier de la mousson</i>	p. 18
<i>1.e Simulations forcées et couplées du cycle saisonnier de la mousson indienne</i>	p. 23
<i>1.f Conclusions et perspectives</i>	p. 31
Chapitre 2. Variabilité du système de la mousson indienne	p. 33
<i>2.a Introduction</i>	p. 35
<i>2.b Tendances à long terme de la mousson indienne et des TSOs de l'océan Indien</i>	p. 35
<i>2.c Variabilité décennale de la mousson indienne</i>	p. 48
<i>2.d Variabilité interannuelle de la mousson indienne et le système mousson-ENSO</i>	p. 53
<i>2.e Variabilité intrasaisonnière et régionale de la mousson indienne d'été</i>	p. 71
Chapitre 3. Rôle de l'océan Indien dans le système mousson-ENSO	p. 81
<i>3.a Introduction</i>	p. 83
<i>3.b Rôle des anomalies de TSO de l'océan Indien dans la variabilité de la mousson</i>	p. 84
<i>3.c Rôle des anomalies de TSO de l'océan Indien sur l'ENSO</i>	p. 100
<i>3.d Rôle de l'océan Indien Sud dans l'oscillation bisannuelle troposphérique</i>	p. 112
Chapitre 4. Conclusions et perspectives	p. 131
<i>4.a Introduction</i>	p. 133
<i>4.b Etude des interactions entre les échelles intrasaisonnière et interannuelle</i>	p. 134
<i>4.c Etude du rôle des surfaces continentales et de la végétation</i>	p. 134
<i>4.d Etude des interactions entre stratosphère et troposphère dans le fuseau indien</i>	p. 135
<i>4.e Amélioration des prévisions saisonnières de la mousson</i>	p. 136
<i>4.f Conclusions</i>	p. 138
Bibliographie	p. 139
Annexes	p. 157
Annexe A. Curriculum Vitae	p. 159

Annexe B. <i>Développement logiciel: les logiciels STATPACK et NCSTAT</i>	p. 161
Annexe C. <i>Enseignement et encadrement</i>	p. 164
Annexe D. <i>Coordination, audience et animation scientifiques</i>	p. 167
Annexe E. <i>Travaux statistiques sur le monde rural et agricole</i>	p. 170
Annexe F. <i>Liste complète des publications et conférences</i>	p. 171
Annexe G. <i>Sigles</i>	p. 176

Avant-propos

De nombreuses études empiriques et numériques suggèrent qu'au delà de la limite théorique de la prévisibilité atmosphérique qui est de l'ordre d'une dizaine de jours, il existe une prévisibilité résiduelle à plus longue échéance liée aux composantes lentes du système climatique (surfaces océanique et continentale par exemple). En effet, ces composantes lentes peuvent exercer un effet persistant sur l'atmosphère et ainsi induire des anomalies climatiques à l'échelle saisonnière (Charney et Shukla, 1981). Cette prévisibilité à longue échéance semble particulièrement importante sous les tropiques, notamment du fait de l'influence majeure exercée par le phénomène El Niño-Southern Oscillation (ENSO). Ainsi, il est raisonnable d'espérer prévoir une partie de la variabilité climatique aux échelles saisonnière à interannuelle, à l'aide de modèles dynamiques ou statistiques, au moins dans certaines régions tropicales.

Mes travaux de recherche sur le climat s'inscrivent dans ce contexte et portent essentiellement sur la variabilité (saisonnière, interannuelle, décennale et à basse fréquence) et la prévisibilité du climat dans les zones tropicales des régions indo-pacifiques, et plus particulièrement sur le rôle de l'océan Indien dans cette variabilité.

On peut distinguer deux périodes dans ces travaux. La première allant de 1987 à 1994 (avec une interruption en 1991-1992), pendant laquelle mes efforts se sont concentrés sur des analyses diagnostiques des données observées, et la seconde plus récente au cours de laquelle j'ai développé de multiples collaborations et synergies avec les modélisateurs du climat (IPSL, Météo-france, CERFACS, etc.). Ces collaborations m'ont permis d'utiliser une approche très efficace pour l'étude du climat tropical en combinant analyse d'observations, simulations forcées/couplées et tests de perturbation pour vérifier l'importance de certains processus et mécanismes suggérés par les études diagnostiques.

Au cours de cette dernière période, j'ai, en particulier, tenté d'aboutir à une vision physiquement cohérente des relations entre la mousson indienne d'été, l'ENSO et les phénomènes dipôles « tropical » (Saji et al., 1999) et « subtropical » (Behera et Yamagata, 2001) de l'océan Indien. Les résultats obtenus à partir des observations et de simulations numériques ont par exemple permis de souligner l'importance de l'océan Indien Sud pour la prévisibilité saisonnière de la mousson indienne (Terry et al., 2003, 2005b, 2006), de l'ENSO (Terry et al., 2005b, Terry et Dominiak, 2005; Dominiak et Terry, 2005) et du dipôle tropical de l'océan Indien (Terry et al., 2005b, 2006; Fischer et al., 2005). Il s'agit ni plus ni moins d'une remise en question complète du rôle de l'océan Indien dans la variabilité interannuelle du système climatique tropical puisque, historiquement, l'océan Indien a souvent été considéré comme "l'esclave" de son voisin, l'océan Pacifique, et que son rôle dans la variabilité de la mousson indienne a fait l'objet de multiples controverses et n'a pu être clairement établi (Shukla, 1987). Ces travaux ont ainsi modestement contribué au regain d'intérêt autour de l'océan Indien dans les communautés scientifiques française et internationale.

Parallèlement à ces investigations portant sur l'interface océan-atmosphère, j'ai aussi tenté de mieux comprendre les relations existantes entre l'oscillation troposphérique bisannuelle (TBO) et l'Oscillation Quasi-Bisannuelle (QBO) des vents stratosphériques équatoriaux. Il s'agit d'un thème très controversé dans la littérature sur le climat, mais la QBO a souvent été invoquée pour expliquer l'origine des signaux bisannuels dans la troposphère (Terry, 1998). Des résultats originaux ont aussi été obtenus sur ce problème qui n'est pas étranger à la prévisibilité de la mousson indienne (Claud et Terry, 2006).

Un autre volet important de mes activités passées porte sur l'adaptation et la conception de méthodes statistiques appropriées à l'étude des données climatiques et des simulations issues des modèles de climat. Un premier résultat de ces travaux est la mise au point de techniques robustes particulièrement bien adaptées aux grands fichiers de données issues de l'observation climatique (problèmes des données manquantes et/ou partiellement observées, de la détection automatique des

hétérogénéités et des valeurs aberrantes dans les fichiers d'observations, etc.) et la conception de tests statistiques performants basés sur des techniques de rééchantillonnage pour tester la significativité des résultats de diverses analyses statistiques (corrélation, régression, analyse composite, comparaison de deux simulations, etc.). La présentation de ces techniques statistiques a fait l'objet d'annexes dans certaines publications (Terray, 1994, 1995; Terray et al., 2003), mais aussi de publications à part entière (Terray, 1999, 2002, 2003a, 2003b) et de présentations dédiées dans des symposiums internationaux (voir l'annexe F « *liste des publications et conférences* » de ce document). De nombreux résultats scientifiques évoqués dans ce document ont été obtenus grâce à l'emploi de ces techniques d'analyse qui facilitent grandement la détection et l'analyse exploratoire des signaux climatiques.

Enfin, l'analyse des simulations numériques du climat est une tâche très lourde et peu d'outils ont été développés dans la communauté climat française pour faciliter ce travail; l'essentiel des efforts portant sur l'amélioration des modèles de climat. Partant de ce constat, une partie importante de mon activité antérieure a aussi été consacrée au développement d'outils statistiques facilitant l'analyse des grands fichiers de données issus des observations ou des simulations numériques du climat. Ces efforts ont conduit à la création des logiciels STATPACK et NCSTAT dont l'utilisation se répand dans la communauté climat française. Ces efforts sont brièvement synthétisés dans l'annexe B « *développement logiciel* » de ce document.

Ces travaux ont été effectués dans différents laboratoires, tous renommés pour leur qualité scientifique (Laboratoire de Météorologie Dynamique du CNRS [équipe de Daniel Cadet], Institut de Geoscience de l'Université de Tsukuba [Japon, équipe de Tetsuzo Yasunari] et finalement le LOCEAN/IPSL [équipe ECUME de Pascale Delecluse, puis DYCOS de Gurvan Madec et VARTROP de Serge Janicot]. Ces recherches s'insèrent aussi dans des projets nationaux et internationaux reconnus (voir l'annexe D), notamment le projet VIMA (Variabilité Interannuelle de la Mousson Asiatique) financé et soutenu par le Programme National d'Etude Du Climat (PNEDC) sur la période 2002-2006. Ce projet, dont j'ai été l'instigateur et le responsable scientifique, a regroupé des chercheurs du LOCEAN/IPSL, du CNRM/Météo-France, du CERFACS et du LMD/IPSL. Ce projet a été l'un des outils fondamentaux pour les travaux que j'ai menés pendant la période récente par la dynamique qui s'est initiée entre les différents participants au projet VIMA, aussi bien du point de vue de la science (plusieurs publications communes) que du partage des outils d'analyse du climat (logiciels STATPACK et NCSTAT présentés dans l'annexe B « *développement logiciel* »).

Mes recherches actuelles sur le climat s'orientent vers la variabilité décennale et à long terme du climat tropical et, en particulier, du rôle de l'océan Indien dans cette variabilité (Joly et al., 2006). Ces travaux s'inscrivent aussi dans le cadre de programmes nationaux et internationaux reconnus, notamment dans le projet français ESCRIME (Etude des Scénarios Climatiques Réalisés à l'Ipsl et à METéo-france) et le 4^{ème} rapport d'évaluation du GIEC (Groupe Intergouvernemental d'experts sur l'Evolution du Climat) qui est en cours de finalisation.

Etant maître de conférences depuis Septembre 1995, une large part de mes activités antérieures a aussi été consacrée à l'enseignement, la formation et l'encadrement d'étudiants de tous niveaux (1^{er}, 2^{ème} et 3^{ème} cycles). Toutes ces activités sont brièvement présentées dans l'annexe C de ce document. Cette activité de formation m'a permis de favoriser l'insertion de nombreux étudiants dans les différents laboratoires français s'intéressant au climat. Je souhaite prolonger cette activité de formation et ces efforts à l'avenir, malgré la difficulté de cette tâche.

Le plan et le contenu de ce document reflète ce parcours d'enseignant-chercheur. Il se compose de trois chapitres scientifiques et d'un chapitre de conclusions portant sur les activités que je propose de développer à l'avenir.

Les thèmes scientifiques abordés portent sur le cycle annuel de la mousson indienne (Chapitre I), la variabilité saisonnière à multidécennale de la mousson (Chapitre II) et, enfin, le rôle de l'océan Indien dans la variabilité du système climatique des régions indo-pacifiques à l'échelle interannuelle

(Chapitre III). Dans chacun de ces chapitres, j'ai tenté d'une part de donner une description élémentaire des phénomènes étudiés, à des fins didactiques, d'autre part de réaliser une synthèse aussi complète que possible sur les thèmes abordés et, enfin, d'illustrer l'intérêt d'une approche combinant intimement l'étude des observations à la simulation numérique (couplée) du climat. Une attention toute particulière sera portée à l'analyse critique des performances des modèles couplés actuels (français et étrangers) sur ces trois thématiques et à l'importance des interactions d'échelles (temporelles) pour mieux comprendre les variations climatiques. Toutes les figures présentées dans ce document sans mention d'origine sont le fruit de mes recherches en cours ou de celles de mes étudiants (en particulier S. Dominiak).

Mes activités en matière de développement logiciel, d'enseignement, d'encadrement, de coordination scientifique, la liste complète de mes publications et présentations scientifiques et, enfin, une liste des principaux acronymes utilisés sont rassemblées dans une série d'annexes.

Enfin, je tiens à remercier publiquement Daniel Cadet, Tetsuzo Yasunari et Pascale Delecluse sans qui les travaux présentés dans ce document n'auraient jamais vu le jour.

CHAPITRE I

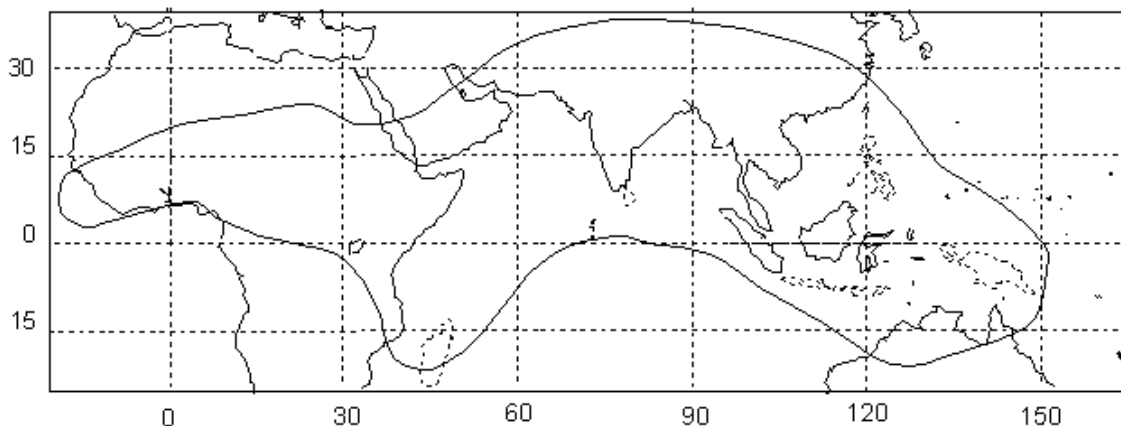
Le cycle annuel du système de la mousson indienne

Observation et simulation

1.a Introduction

Le climat de l'Asie du Sud-Est est caractérisé par le renversement saisonnier des vents dans la basse troposphère et l'alternance de deux saisons, l'une sèche (hiver) et l'autre humide (été). On utilise généralement le terme de mousson (de l'arabe *mausim* qui signifie saison) pour décrire ce phénomène et les variations des différents paramètres météorologiques et océanographiques qui lui sont associées. Cette circulation intertropicale de mousson s'étend sur un vaste domaine puisqu'elle concerne l'ensemble de l'océan Indien, ses bordures continentales et les régions voisines de l'océan Pacifique, mais aussi l'Afrique de l'Ouest et certaines régions du continent américain. La carte ci-dessous identifie les régions d'Asie, d'Australie et d'Afrique qui sont affectées par un renversement complet de la circulation dans les basses couches de l'atmosphère entre l'été et l'hiver et qui sont donc concernées par le régime de mousson.

Figure 1.1 : Extension spatiale du climat de mousson. D'après The encyclopedia of climatology (Oliver et Fairbridge, 1987).



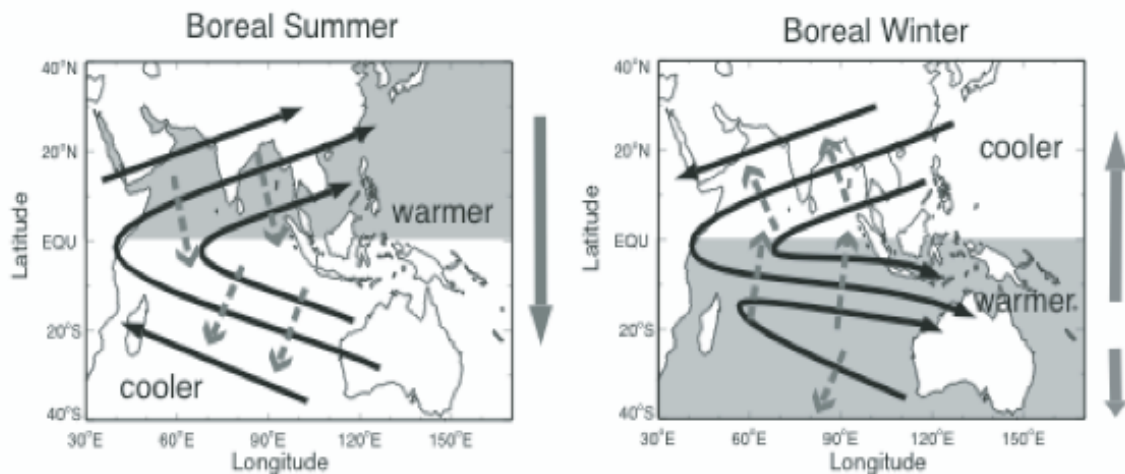
Cependant, c'est dans les régions de l'océan Indien que ce phénomène prend toute son ampleur. On peut affirmer que la météorologie et la climatologie de la zone tropicale du continent asiatique sont conditionnées par le phénomène de la mousson. La mousson asiatique est par ailleurs une des perturbations les plus importantes de la circulation atmosphérique à l'échelle du globe. Il existe en effet une composante à l'échelle planétaire de la mousson asiatique qui est définie par l'existence d'ondes longues quasi-stationnaires de grande amplitude dans la circulation tropicale pendant l'été boréal (Krishnamurti, 1971; Krishnamurti et al., 1973). La mousson asiatique d'été est ainsi une source d'énergie considérable aussi bien pour les régions tropicales que extra-tropicales.

1.b Les ingrédients de la mousson

Les particularités géographiques de la partie asiatique du milieu intertropical sont directement à l'origine du phénomène de la mousson indienne. En effet, l'Inde est solidaire de l'énorme masse continentale asiatique qui occupe une grande partie de l'hémisphère Nord. Symétriquement au sud, on ne trouve qu'un vaste océan qui a la particularité de communiquer au niveau de l'équateur avec l'océan Pacifique. Cette dissymétrie hémisphérique, représentée par l'opposition de deux masses, l'une continentale et l'autre océanique, est l'un des facteurs-clés dans l'explication de la mousson de par les caractéristiques physiques si différentes de ces deux masses. Dès 1686, Edmund Halley suggéra que le changement saisonnier de la direction des vents qui caractérise la mousson résulte du chauffage différentiel entre la terre et l'océan. Pendant l'été boréal, le sous-continent indien s'échauffe plus vite que l'océan, car d'une part la terre a une chaleur spécifique beaucoup plus faible que celle de l'eau et, d'autre part, l'océan est susceptible d'emmagasiner une plus grande quantité de chaleur, par sa capacité de mélange, que le continent. Ce chauffage différentiel induit un gradient méridien de température qui est à l'origine d'un mouvement des masses d'air océanique vers le continent échauffé (car l'air "chaud" continental est moins dense que l'air "frais" océanique). Pendant les mois d'été

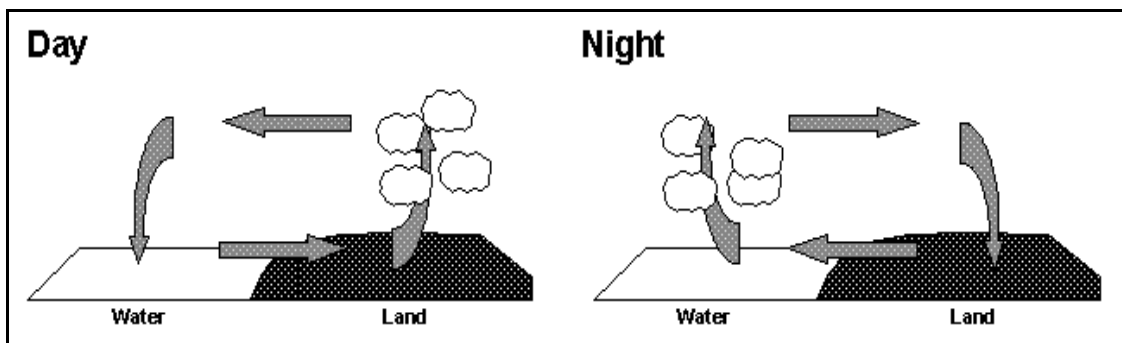
boréal, on observe donc des vents de l’océan vers le continent au dessus de l’océan Indien Nord (figure 1.2).

Figure 1.2 : Direction moyenne des vents de surface en été boréal à gauche, et en hiver boréal (été austral) à droite. Les flèches noires en trait continu indiquent la direction des vents de surface induits par le gradient de pression de grande échelle associé au gradient méridien de température. Les flèches grises en trait discontinu montrent le transport moyen dans la couche océanique de surface influencée par le vent (couche d’Ekman). Les flèches verticales, à gauche des figures, indiquent le sens du flux de chaleur associé au transport d’Ekman dans l’océan superficiel. On observe sur les deux figures que les vents de mousson se chargent d’humidité sur l’océan Indien tropical avant d’aborder les terres dans l’hémisphère d’été. Le transport d’Ekman associé tend systématiquement à refroidir l’hémisphère d’été et à refroidir l’hémisphère d’hiver. D’après Webster (2005).



Pendant l’hiver, la situation s’inverse. Le refroidissement différentiel des terres par rapport aux océans favorise l’apparition d’anticyclones thermiques sur le continent. Les vents soufflent donc du continent vers l’océan (figure 1.2). Ce mécanisme simple, généralisant celui des brises marines diurnes (figure 1.3), mais à l’échelle annuelle et d’un continent, est toujours considéré comme un des processus de base de la mousson, mais il ne permet pas de comprendre l’extension planétaire et tous les aspects du cycle saisonnier de la mousson indienne (Webster et al., 1998).

Figure 1.3 : Le mécanisme des brises de mer. Le cycle diurne solaire induit le phénomène des brises (vent de la terre vers la mer pendant la nuit, de la mer vers la terre pendant la journée), en raison de la différence d’inertie thermique de l’eau et du sol. Durant le jour, le sol chauffe rapidement, l’air monte, provoquant une dépression locale qui attire l’air marin. La nuit, le sol se refroidit rapidement, alors que la température de la surface de la mer ne varie que de 1°C ou moins entre jour (bien ensoleillé) et nuit. D’après The encyclopedia of climatology (Oliver et Fairbridge, 1987).

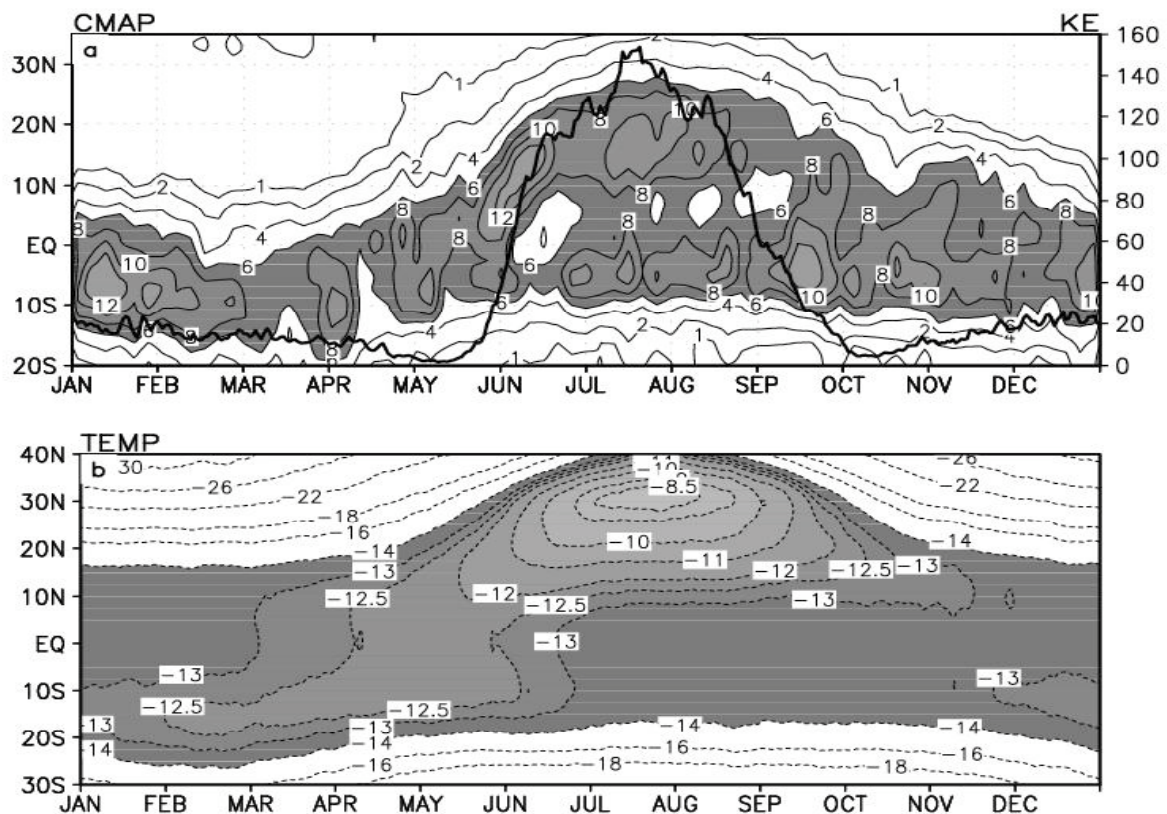


En particulier, le contraste terre-océan stricto-sensu n’engendre qu’une circulation atmosphérique confinée dans les basses couches de la troposphère qui n’a que très peu de ressemblances avec

l'extension verticale et planétaire de la circulation de mousson observée (Schneider and Lindzen, 1977). Quoi qu'il en soit, le mécanisme simple proposé par Halley reste l'une des causes fondamentales du phénomène de la mousson et les variations du contraste terre-océan sont encore souvent invoquées pour expliquer les variations paléoclimatiques de la mousson asiatique (Gupta et al., 2003).

Les trois autres facteurs essentiels qui déterminent la spécificité de la mousson sont d'une part la force de Coriolis (liée à la rotation de la terre) qui modifie la direction des vents, d'autre part les changements d'état de l'eau dans l'atmosphère qui expliquent à la fois l'intensité, la durée de la saison des pluies, mais aussi l'alternance de phases dites "actives" (humides) et "dormantes" (sèches) à l'intérieur de cette saison des pluies et, enfin, la présence de l'ensemble tibeto-himalayen au nord de la péninsule indienne. En effet, le monde indien s'individualise de l'ensemble asiatique par l'Himalaya si bien que l'on parle de sous-continent indien. La chaîne himalayenne et le plateau tibétain sont maintenant reconnus comme des ingrédients essentiels dans le démarrage de la mousson d'été et le maintien de la circulation atmosphérique pendant la période estivale, car ils jouent un rôle important dans l'évolution saisonnière du gradient méridien de température troposphérique (entre 200 et 700 hPa) dans le fuseau indien (Yanai et al., 1992 ; Ueda et Yasunari, 1998). Or, le démarrage et le retrait de la mousson sur le sous-continent indien coïncident avec les renversements successifs de ce gradient thermique dans les régions comprises entre 30 et 110°E de longitude (figure 1.4).

Figure 1.4 : (a) Cycle annuel des précipitations (mm par jour) dans le secteur indien entre 70 et 90°E de longitude (isolignes grises) et de l'énergie cinétique du vent à 850 hPa dans la région 50-65°E et 5-15°N (trait noir épais). (b) Cycle annuel de la température intégrée entre les niveaux 200 et 700 hPa dans le fuseau indien (30-100°E de longitude) en degré Celsius. D'après Goswami (2005).



Examinons un peu plus en détails ces trois facteurs qui contrôlent l'évolution saisonnière de la mousson.

La force de Coriolis

Dès la fin du 17^{ème} siècle, George Hadley remarqua que la rotation de la terre déviait la direction des vents vers la droite (la gauche) dans l'hémisphère Nord (Sud) pour un observateur situé à la surface de globe. Le module de cette force apparente, dite de Coriolis, est proportionnel au sinus de la latitude à laquelle circule le vent considéré. L'amplitude de la déviation est donc nulle à l'équateur et maximale aux pôles. Illustrons l'importance de la force de Coriolis dans le contexte de la mousson d'été en Inde. A la fin du printemps boréal, l'importance du gradient de pression entre les anticyclones subtropicaux de l'hémisphère Sud et la dépression thermique sur le sous-continent indien au nord provoque la déviation de l'alizé austral (de sud-est). Fin mai, début juin, celui-ci fait irruption dans l'hémisphère Nord à proximité de la côte des Somalies. Ce courant humide devient de secteur sud-ouest à 10° de latitude nord et enfin de secteur ouest à proximité de la côte ouest de l'Inde. Le signe du gradient de pression interhémisphérique pendant l'été boréal implique que la partie divergente du vent méridien à la même direction dans l'ensemble du secteur indien. Cependant, en raison du changement de signe de la force de Coriolis à l'équateur, la partie rotationnelle du vent est dirigée en sens inverse de part et d'autre de l'équateur. Ainsi, les flux de surface pendant l'été boréal sont dirigés vers le nord, mais avec une composante de sud-est au sud de l'équateur et une composante de sud-ouest dans l'hémisphère Nord (figure 1.2). Sous l'impulsion conjuguée des forces du gradient de pression et de Coriolis, la circulation atmosphérique de mousson transfère donc l'air humide de l'océan Indien Sud vers le sous-continent indien pendant l'été boréal. L'arrivée brutale de ce flux d'air humide explique le démarrage des pluies sur le sous-continent indien (figure 1.4.a).

Les changements d'état de l'eau dans l'atmosphère

L'intensité des pluies est cependant directement liée aux ascendances qui peuvent se développer dans le courant humide de mousson. La condensation de la vapeur d'eau en nuages et en pluies libère une quantité formidable de l'énergie solaire stockée sous la forme de chaleur latente lors de l'évaporation au dessus des réservoirs océaniques voisins. Cette chaleur latente élève la température de la colonne atmosphérique au-dessus de la couche de surface (figure 1.4.b) et diminue la pression de surface dans l'hémisphère d'été relativement aux zones subtropicales de l'hémisphère d'hiver. C'est cette libération d'énergie qui permet le maintien des ascendances au dessus des terres, du gradient thermique méridien dans la troposphère (figure 1.4.b) et, enfin, de la circulation de mousson pendant toute la période estivale, alors que le gradient thermique de surface entre le continent et l'océan s'estompe rapidement après le démarrage des pluies. En effet, on assiste à une baisse généralisée de 1 à 3 degrés Celsius des températures au dessus des terres après le déclenchement de la mousson. Ce phénomène est lié à l'apparition des nuages et des précipitations: les nuages réduisent le rayonnement solaire incident et l'évaporation des masses d'eau précipitée provoque une absorption d'énergie et donc une baisse des températures au dessus du continent. Cependant, cette baisse n'est toutefois pas suffisante pour augmenter la pression atmosphérique de surface, car la libération de chaleur latente associée aux pluies de mousson engendre une forte poussée qui favorise l'ascendance de la masse d'air et réchauffe l'ensemble de la colonne atmosphérique au dessus du continent. Ces mécanismes liés à l'humidité atmosphérique permettent ainsi le maintien des basses pressions au dessus des terres et donc aussi du flux d'air humide transéquatorial qui caractérise la mousson estivale.

La pression diminuant moins rapidement dans une colonne d'air chaud que dans une colonne d'air relativement plus froid, ces mécanismes permettent aussi de comprendre pourquoi les températures dans la haute troposphère sont beaucoup plus importantes dans les régions subtropicales nord qu'à l'équateur pendant l'été (figure 1.4.b). Cette différence de température dans la haute troposphère engendre un gradient de pression dirigé vers l'équateur qui donne naissance à un flux de sens opposé à celui observé dans les basses couches de l'atmosphère. En effet, des considérations basées sur le concept du vent thermique montrent que la puissance de la composante d'est du flux doit augmenter avec l'altitude, ce qui donne naissance à un violent courant-jet de direction est-ouest vers 200 hPa. Ce Jet Tropical d'Est (JTE) est aussi une composante majeure de la mousson. La libération de chaleur latente joue ainsi un rôle essentiel dans l'établissement d'un gradient de pression dans la haute

troposphère en sens inverse de celui qui est observé en surface. La circulation de mousson est également gouvernée par ce gradient de pression dans la haute troposphère.

L'ensemble tibeto-himalayen

L'ensemble tibeto-himalayen est aussi responsable de l'élévation des températures dans la troposphère moyenne au-dessus du sous-continent indien pendant le printemps et l'été boréal (Yanai et al., 1992; Ueda et Yasunari, 1998). Sans les flux de chaleurs sensible et latente que l'atmosphère reçoit de l'Himalaya et du plateau tibétain, la dépression thermique qui préconditionne le déclenchement de la mousson d'été serait moins profonde (+8 hPa) et disparaît complètement au niveau 700 hPa. La chaîne de l'Himalaya est aussi responsable de la violence du déclenchement de la mousson (figure 1.4.a) en provoquant le rejet du jet d'ouest d'altitude au nord de l'Himalaya. Sans la présence des reliefs, la migration vers le nord du jet d'ouest d'altitude et du flux de mousson en surface serait progressive. Pendant l'été boréal, la chaîne de l'Himalaya est encore responsable de la position et de l'intensité du thalweg de mousson ("monsoon through" en anglais) qui marque la trajectoire des dépressions de mousson le long de la plaine indo-gangétique. L'Himalaya provoque l'ascendance du courant humide de mousson. Ces ascendances forcées favorisent la libération d'une quantité considérable de chaleur latente. Sans la présence du relief, le thalweg de mousson serait localisé à la latitude de 15°N et les flux de chaleur sensible constitueraient la principale source d'énergie thermique du système de la mousson (Hahn et Manabe, 1975; Druryan, 1982). L'Himalaya favorise enfin l'inversion du gradient de température observé dans la haute troposphère entre l'équateur et les zones subtropicales de l'hémisphère Nord pendant l'été, toujours en raison des flux de chaleur émis à partir de ses contreforts sud (Li et Yanai, 1996; Webster et al., 1998).

Nantis de ces renseignements sommaires, nous sommes maintenant en mesure de décrire et de mieux comprendre la chronologie saisonnière du système de la mousson indienne.

1.c Moussons d'été et d'hiver

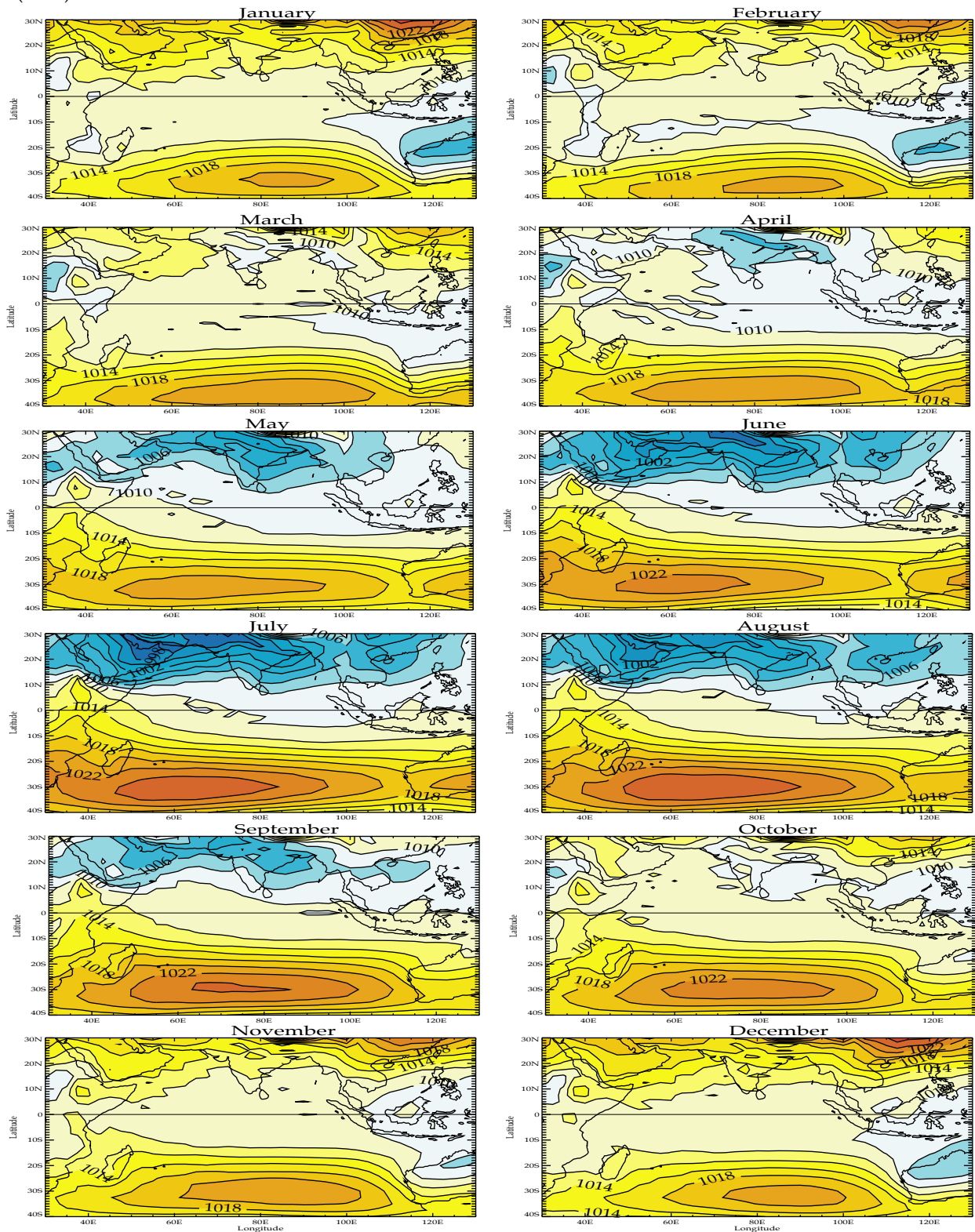
Les climatologies mensuelles de la pression au niveau de la mer (SLP) dans le secteur indien sont présentées sur la figure 1.5.

Pendant la majeure partie de l'année, le gradient de pression entre les latitudes subtropicales des deux hémisphères est dirigé vers l'hémisphère Sud (hautes pressions au sud et basses pressions au nord). Les valeurs négatives de ce gradient ne sont observées que pendant deux mois en janvier-février et l'amplitude de ce gradient est faible en comparaison du gradient estival. En effet, l'anticyclone subtropical des Mascareignes est présent toute l'année dans l'océan Indien Sud. Il gagne en puissance et se déplace vers le nord-ouest du printemps à l'été boréal, grâce au renforcement et à la translation vers le nord de la circulation d'ouest des moyennes latitudes de l'hémisphère austral. De l'automne à l'hiver boréal, cet anticyclone s'affaiblit et migre vers le sud-est pour se localiser à proximité de la côte occidentale de l'Australie. Ce centre d'action est néanmoins très stable de par sa nature et sa position océanique. En revanche, dans l'hémisphère Nord, il y a une réelle alternance de hautes et basses pressions entre l'hiver et l'été sur le sous-continent indien, ce qui est conforme au mécanisme de base proposé par Halley. C'est donc pendant l'été boréal que se dessine le très fort contraste barométrique entre les deux hémisphères. En hiver boréal, les zones subtropicales des deux hémisphères sont caractérisées par des hautes pressions et c'est dans une bande localisée au sud de l'équateur, mais surtout à proximité du nord de l'Australie, que l'on observe des pressions relativement basses.

Ces variations de la SLP ne peuvent être expliquées uniquement par le gradient de température de surface. Il est nécessaire de faire intervenir le réchauffement de la colonne atmosphérique par la libération de chaleur latente associée aux pluies de mousson au dessus des terres (pendant l'été boréal) et au dessus de l'océan (pendant l'été austral) pour rendre compte des variations barométriques dans le secteur indien.

L'amplitude des variations de la SLP au nord de l'équateur permet aussi de comprendre pourquoi la plupart des études concernant la variabilité de la mousson indienne se sont intéressées aux conditions de surface (manteau neigeux sur l'Himalaya, température de surface de la mer d'Arabie, etc.) observées dans l'hémisphère Nord (Bhalme et Mooley, 1980; Shukla, 1987; Rao et Goswami, 1988; Terray, 1995; Webster et al., 1998; Clark et al., 2000, etc.).

Figure 1.5 : Climatologie de la pression au niveau de la mer dans le secteur indien, calculée à partir des réanalyses atmosphériques NCEP sur la période 1950-2000 (Kalnay et al., 1996). D'après Labattu (2002)



La circulation atmosphérique et la répartition géographique des pluies pendant l'été (juillet) et l'hiver (janvier) traduisent ces différentiels de pression (figures 1.6-1.8).

Figure 1.6 : Climatologies en juillet et janvier du vent horizontal à 850 hPa et de la vitesse verticale à 500 hPa, estimées à partir des réanalyses NCEP (période: 1949-1998) et d'une simulation de contrôle (200 ans) réalisée avec le modèle couplé SINTEX. D'après Terray et al. (2005a).

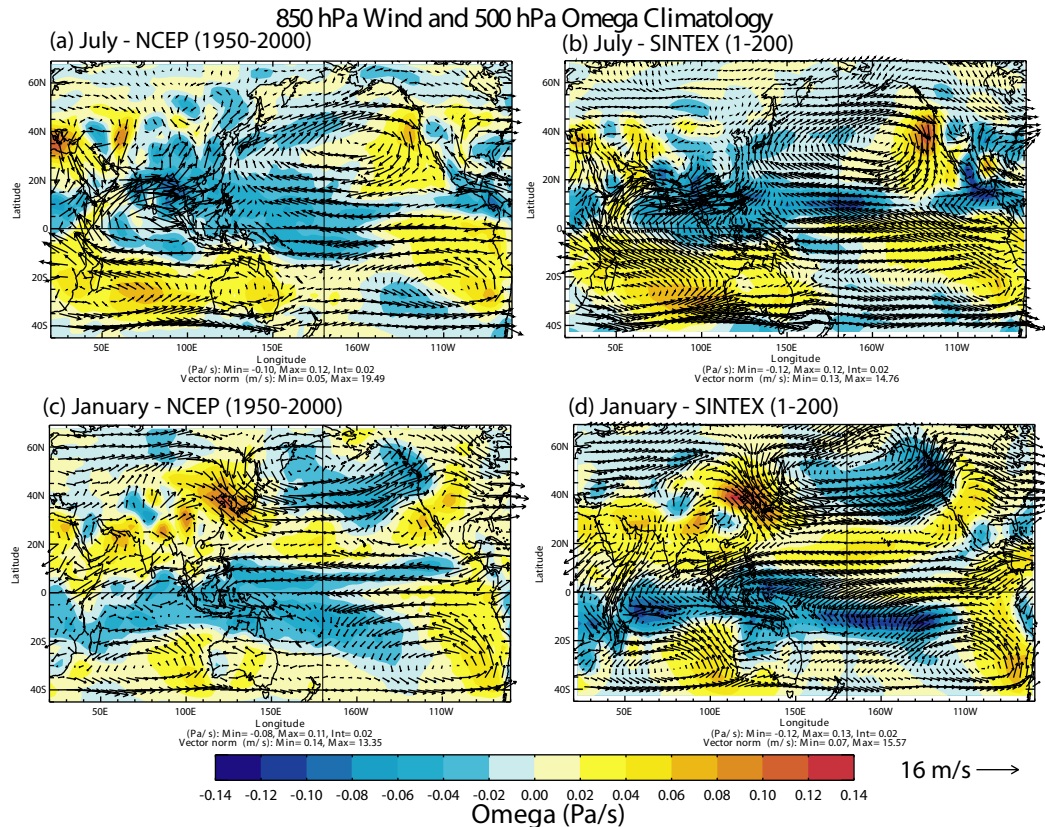


Figure 1.7 : Climatologies en juillet et janvier du vent horizontal à 200 hPa et de la pression au niveau de la mer (SLP), estimées à partir des réanalyses NCEP et d'une simulation de contrôle réalisée avec le modèle couplé SINTEX. D'après Terray et al. (2005a).

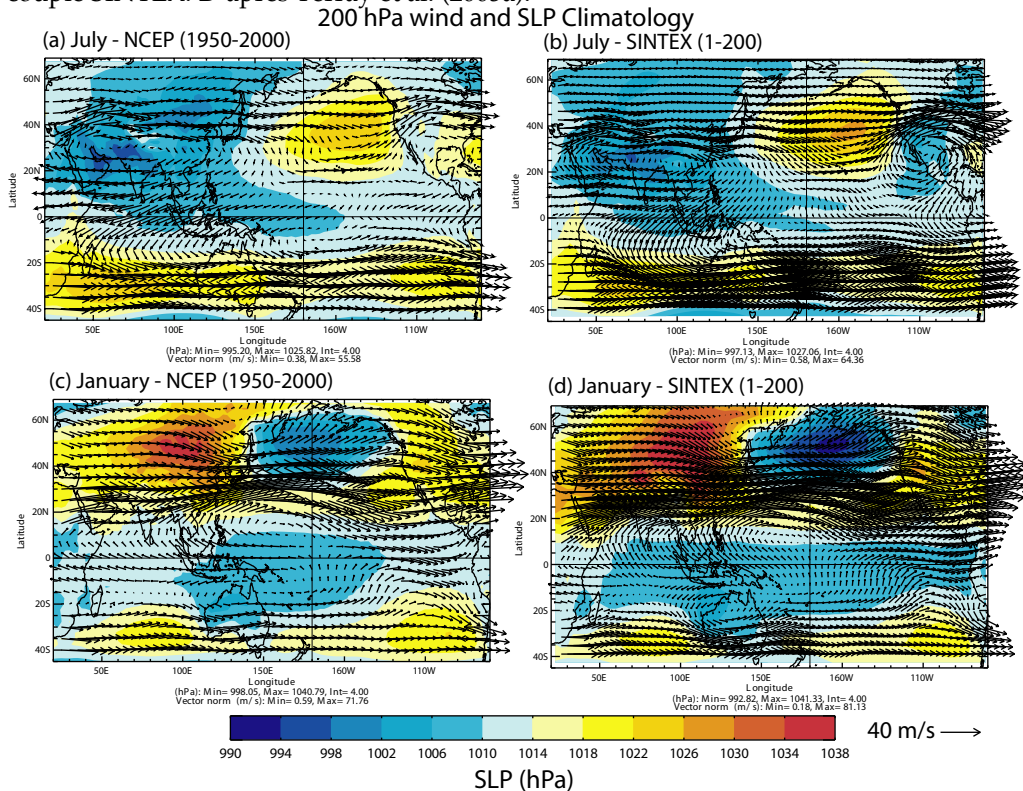
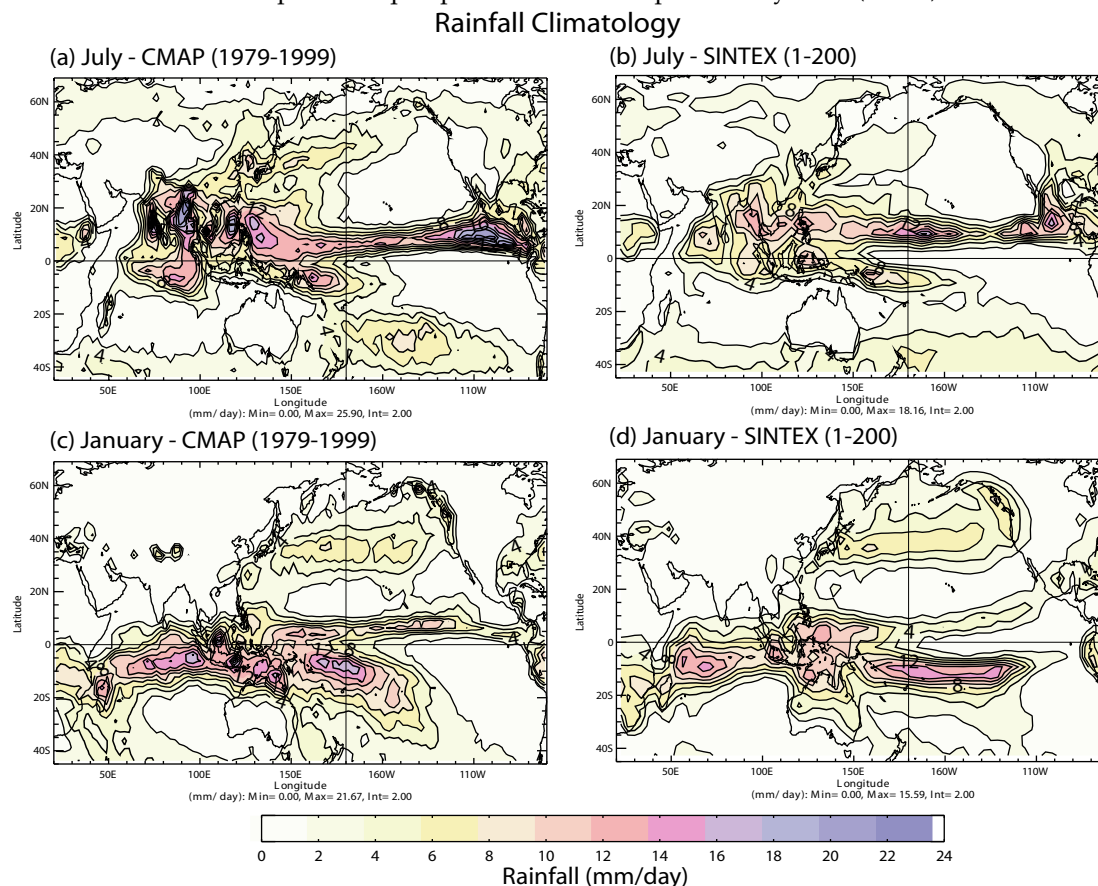


Figure 1.8: Climatologies en juillet et janvier des précipitations estimées à partir des réanalyses CMAP (Xie et Arkin, 1997) et d'une simulation de contrôle réalisée avec le modèle couplé SINTEX. Les données CMAP ne sont disponibles qu'à partir de 1979. D'après Terray et al. (2005a).



Nous avons représenté sur ces figures à la fois les champs “observés” de vent et de précipitation [réanalyses NCEP/NCAR pour le vent (Kalnay et al, 1996) et analyse CMAP pour les précipitations (Xie et Arkin, 1997)], mais aussi les mêmes champs simulés par un modèle océan-atmosphère récent, le modèle “Scale Interaction Experiment” (SINTEX; Gualdi et al., 2003a, 2003b; Guilyardi et al., 2003 ; Terray et al., 2005a). Ce modèle résulte du couplage entre le modèle atmosphérique ECHAM4 de l’institut Max Planck (MPI) pour la météorologie de Hambourg (à la résolution horizontale T30; Roeckner et al., 1996) et du modèle océanique OPA du LOCEAN/IPSL (dans la configuration ORCA R2; Madec et al., 1998). Nous discuterons certains aspects de la simulation du cycle saisonnier de la mousson par ce modèle couplé à la fin de ce chapitre (cf. section 1.e).

Il est admis que la circulation intertropicale peut se schématiser par la superposition de cellules atmosphériques dites de Hadley et de Walker qui représentent, respectivement, les circulations méridienne et zonale des flux atmosphériques en surface, comme en altitude (Webster et al., 1998). Ce schéma s’applique relativement bien à la circulation atmosphérique observée au dessus des régions de l’océan Pacifique. En revanche, les figures 1.6 et 1.7 démontrent que le chauffage différentiel entre le continent et l’océan influence significativement le positionnement de ces cellules de circulation dans les deux hémisphères en ce qui concerne le secteur indien. On peut ainsi observer que les vents de mousson sont caractérisés par une forte assymétrie zonale, en particulier pendant l’été boréal, c’est à dire la saison des pluies (figure 1.6).

En hiver boréal (janvier), la Zone de Convergence Inter Tropicale (ZCIT) se situe juste au sud de l’équateur (vers 10°S) dans le secteur indien (figures 1.6 et 1.8). Les régions les plus actives se trouvent dans l’est du bassin. La circulation de Hadley de l’hémisphère Nord est alors renforcée par le refroidissement intense du continent asiatique où s’est installé un anticyclone puissant qui est encore présent au niveau 500 hPa (figure 1.6.c). L’assymétrie zonale de la mousson d’hiver est particulièrement importante dans la haute troposphère aux latitudes subtropicales où se localise le jet-

stream subtropical d'ouest (figure 1.7.c). Le flux de surface de la cellule de Hadley de l'hémisphère Nord se matérialise par des alizés de nord-est au-dessus de la mer d'Oman et du golfe du Bengale (figure 1.6.c). Ceux-ci franchissent l'équateur, le long de la côte africaine, pour rencontrer les alizés de l'hémisphère Sud vers 10°S. Ces derniers circulent le long du flanc nord-est de l'anticyclone des Mascareignes qui est alors localisé à proximité de l'Australie. En altitude, on peut discerner la branche de retour de cette cellule de Hadley dans le secteur indien.

En été boréal (juillet), les champs de pression dans la haute et basse troposphère sont presque en opposition de phase. Ce système quasi-stationnaire est initialement généré par la différence de chauffage entre la terre et l'océan, mais sa persistance pendant tout l'été résulte ensuite des mécanismes liés à l'humidité atmosphérique et des flux de chaleur libérés au dessus de l'ensemble tibeto-himalayen (section 1.b). La situation prévalant avant le déclenchement de la mousson est anticyclonique sur la mer d'Arabie avec de l'air sec en provenance du nord-ouest affectant l'Inde. Le rayonnement solaire chauffe donc la surface terrestre au printemps et l'accroissement régulier de la température du sol conduit à la formation et l'intensification d'une dépression thermique sur le sous-continent indien. A la fin du printemps, l'air humide en provenance de l'océan commence à converger vers cette dépression. L'instabilité conditionnelle se développe. Les pluies, le réchauffement de la troposphère par la libération de chaleur latente et l'établissement de la haute pression tibétaine et de la dépression de mousson suivent (figures 1.6.a et 1.7.a). Ces mécanismes conduisent à l'installation d'une cellule méridienne transéquatoriale unique dite de Hadley inverse avec un mouvement ascendant vers 20°N et subsidant vers 20°S. Le flux circule en surface de l'anticyclone des Mascareignes vers le thalweg de mousson localisé sur le nord du sous-continent indien. Le flux d'été semble beaucoup plus puissant que celui d'hiver. On remarque en particulier la forte intensité des alizés le long de la côte africaine qui correspondent à la trace en surface du jet des Somalies. Cette canalisation du flux de mousson à proximité de la côte africaine est liée à la conjonction de plusieurs facteurs: la topographie de l'Afrique de l'Est, le déplacement de l'anticyclone des Mascareignes vers le nord-ouest pendant l'été boréal (Figure 1.5), l'annulation de la force de Coriolis à l'équateur et, enfin, la présence d'une zone de pression relativement élevée juste au sud de la péninsule indienne. L'air ascendant dans la zone de dépression de mousson diverge à 200 hPa de l'anticyclone tibétain. La branche de retour de la cellule de Hadley inverse est matérialisée par le JTE qui s'étend vers 15 km d'altitude (200 hPa) et 10°N, de l'Asie du Sud-Est jusqu'en Afrique. Le JTE apparaît très rapidement après le démarrage de la mousson. Ce jet se forme en raison de la transformation d'énergie cinétique du mouvement méridien en mouvement zonal. Le flux transéquatorial à 200 hPa est présent tout le long de l'équateur dans le secteur indien, contrairement à ce qui est observé en surface (figure 1.7). Cette cellule de Hadley inverse est alimentée par la chaleur latente libérée par la convection au dessus du sous-continent indien et des zones océaniques voisines (mer d'Oman et golfe du Bengale), par les flux de chaleur en provenance de l'Himalaya, mais également par la circulation sur l'océan austral, alors en hiver, installant vers le nord l'anticyclone des Mascareignes qui dirige les alizés de l'hémisphère Sud vers l'équateur.

La mousson indienne d'été est donc principalement alimentée par le flux de sud-ouest que génère le jet des Somalies. Ce flux traverse la mer d'Oman avant d'atteindre la côte ouest de l'Inde et les massifs des Ghâtes occidentales. Une fois la péninsule traversée, il se ressource en humidité au-dessus du golfe du Bengale avant de prendre une direction nord-ouest. Cette circulation rend hétérogène la répartition spatiale des précipitations avec un avantage pour une large bande occidentale et la zone du piémont himalayen qui correspond à l'axe du thalweg de mousson (figure 1.8). Les pluies sont liées aux ascendances qui se développent le long des reliefs (les Ghâtes, les contreforts de l'Himalaya) ou aux perturbations qui affectent le courant de mousson. Ces perturbations sont responsables d'une quantité de pluies considérable sur le sous-continent indien. L'ensemble de ces perturbations peuvent se regrouper en deux types de systèmes différents: les dépressions de mousson qui apparaissent dans le golfe du Bengale et les dépressions subtropicales qui se forment entre 700 et 300 hPa sur la partie nord-ouest de la mer d'Arabie pendant l'été. Les dépressions de mousson suivent généralement un chemin parallèle à l'Himalaya. Cette trajectoire explique l'importance des précipitations dans la vallée du Gange. Cependant, ces dépressions n'atteignent que très rarement le nord-ouest de l'Inde, ce qui permet de comprendre les faibles pluies de ces régions. L'origine de ces dépressions est encore très

mal comprise. De nombreux auteurs ont suggéré qu'elles se forment "in situ" dans le nord du golfe du Bengale, d'autres pensent qu'elles résultent d'une interaction du système de la mousson avec les perturbations qui affectent le Pacifique Ouest. L'importance des dépressions subtropicales réside dans les précipitations qu'elles sont capables de produire de l'ordre de 20 cm par jour. Elles apportent des pluies substantielles sur la côte ouest de l'Inde. Les caractéristiques principales de ces perturbations piégées dans la moyenne troposphère sont les suivantes: la bande de latitude où elles sont le plus fréquemment observées se situe vers 20°N, leur fréquence d'apparition est de l'ordre de une à deux par mois et elles sont essentiellement stationnaires. Une fois formée la perturbation reste au même endroit pendant 3 à 7 jours. Les variations de la fréquence et de l'intensité de ces instabilités dynamiques sont l'une des principales sources de variabilité interannuelle et intrasaisonnière des pluies de mousson (Goswami, 2005b). L'origine de l'humidité atmosphérique que l'on retrouve sous forme de précipitations sur le sous-continent indien est aussi une question d'extrême importance pour la compréhension des mécanismes régulant la variabilité des pluies. Les résultats obtenus à la suite de l'expérience MONEX indiquent que 60 à 70% de l'humidité arrivant en Inde provient de l'hémisphère Sud, le reste étant prélevé par évaporation sur la mer d'Arabie (Cadet et Reverdin, 1981).

Une autre caractéristique importante de la circulation de mousson dans le secteur indien est l'existence d'une zone convective juste au sud de l'équateur (figure 1.6.a). Ce dédoublement de la ZCIT pendant l'été apparaît clairement sur les champs de précipitation (figure 1.8.a). Cette seconde zone de convergence est de nature fluctuante, comme l'indique le relâchement des isobares du champ de SLP dans l'océan Indien Est (figure 1.5). Plusieurs études ont confirmé l'existence de deux positions favorables pour la localisation de la ZCIT pendant l'été, l'une correspondant au thalweg de mousson et l'autre sur l'océan Indien équatorial Est (Sikka et Gadgil, 1980; Krishnan et al., 2003; Goswami, 2005b). De plus, il existe une relation inverse entre l'activité convective de ces deux zones, les phases actives d'une zone correspondant aux phases dormantes de l'autre région à l'échelle intrasaisonnière (Yasunari, 1979; Sikka et Gadgil, 1980). Cette variation de la position de la ZCIT constitue aussi l'une des sources fondamentales de la variabilité intrasaisonnière de la mousson (Goswami, 2005b). Saha (1970) a suggéré que la présence d'un maximum de Température de Surface de l'Océan (TSO) au niveau de l'équateur dans la partie est du bassin (voir ci-dessous), est responsable de ce dédoublement de la ZCIT pendant la mousson estivale. Goswami et al. (1984) ont confirmé que la présence d'un maximum de TSO dans l'océan Indien équatorial Est joue un rôle important pour expliquer cette position océanique de la ZCIT.

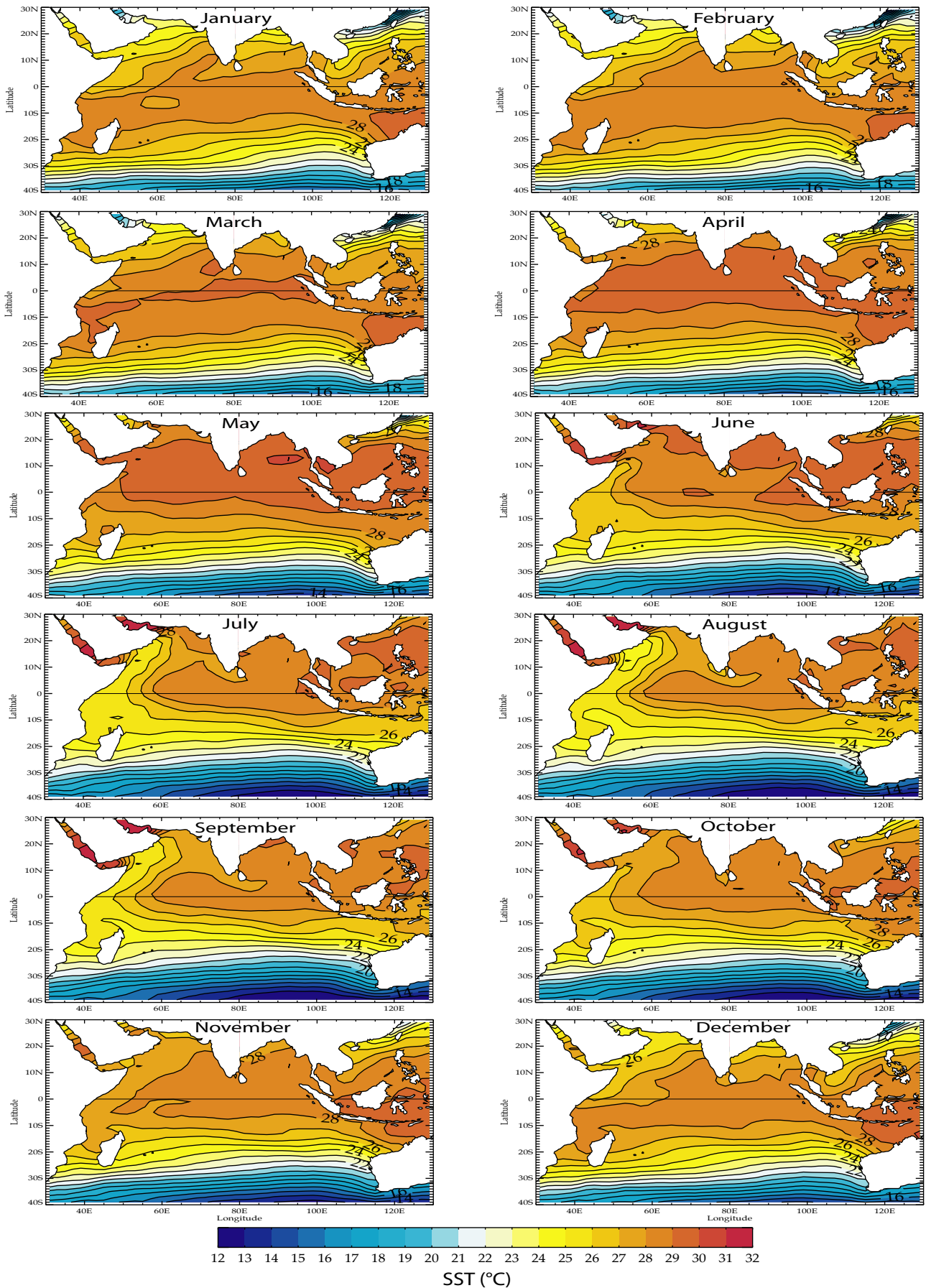
Ces considérations nous amènent logiquement à aborder le rôle de l'océan Indien dans le cycle saisonnier de la mousson.

1.d Le rôle de l'océan Indien dans le cycle saisonnier de la mousson

L'océan est couplé à l'atmosphère par les transferts de quantité de mouvement, mais aussi à travers les flux d'eau douce et de chaleur qui dépendent très fortement de la TSO. Ceci nous conduit à décrire le cycle saisonnier des TSOs de l'océan Indien (figure 1.9).

Sur la figure 1.9, les régions où la TSO est supérieure à 28°C sont facilement identifiables; il s'agit des régions coloriées en orange et rouge. Rappelons que ce seuil de température est une condition nécessaire pour le démarrage de la convection profonde au-dessus des océans tropicaux (Graham et Barnett, 1987). Il permet donc d'identifier aisément la localisation des réservoirs d'eau chaude dans les océans tropicaux.

Figure 1.9 : Climatologie des TSOs de l'océan Indien, calculée à partir des données de Smith et Reynolds (1996) sur la période 1950-1998. D'après Labattu (2002).



Le renversement saisonnier des vents et le déplacement de la ZCIT sont principalement déterminés par le cycle cosmique annuel et l'assymétrie de la distribution des terres par rapport à l'équateur dans le secteur indo-pacifique. Le cycle annuel des TSOs résulte encore de ce cycle cosmique, mais aussi de l'influence de la circulation atmosphérique de surface par l'intermédiaire de la circulation océanique dans la couche d'Ekman, de l'évaporation et des phénomènes de remontées d'eau froide ("upwelling" en anglais) qui sont très importants pendant la mousson du sud-ouest.

La variation saisonnière des champs de TSO au nord de l'équateur est caractérisée par une courbe avec un double maximum (figure 1.9).

Le premier pic se produit pendant le printemps boréal, quand le gradient thermique interhémisphérique est le plus accentué. Pendant cette période de transition des moussons qui est caractérisée par une forte insolation et des vents faibles, tout l'océan Indien de 5°S à 15°N possède une température supérieure à 29°C et devient la surface océanique la plus chaude de toute la zone intertropicale. Après le déclenchement de la mousson, on constate un refroidissement rapide de la mer d'Arabie de l'ordre de 3 à 4°C. Ceci s'explique par la réponse de l'océan aux vents de la mousson du sud-ouest. Plusieurs processus ont été proposés pour expliquer ce refroidissement: l'importance des flux de chaleur latente et sensible associés au vent, l'augmentation de la nébulosité au nord de l'équateur après le démarrage de la mousson (et donc la diminution du flux solaire en surface) sont des candidats plausibles (Boyer Montegut, 2005). Notons que les autres océans tropicaux sont caractérisés par une augmentation de la TSO entre 10 et 20°N pendant la période de juin à août. Seule la mer d'Arabie présente un comportement opposé. En été boréal, un gradient de TSO apparaît et s'amplifie progressivement entre les parties ouest et est de la mer d'Arabie alors que les eaux du golfe du Bengale restent relativement chaudes. Le refroidissement est plus intense dans l'ouest de la mer d'Arabie où les vents sont plus forts. Une fois que le jet des Somalies est établi, des remontées importantes d'eau froide se produisent aussi le long de la côte des Somalies (le même phénomène explique d'ailleurs les minima proches de la pointe sud de la péninsule indienne). Le transport d'Ekman contribue alors à chasser vers le large ces eaux plus froides. Ainsi, au contraste nord-sud s'ajoute un contraste est-ouest dû en grande partie au couplage entre l'océan et l'atmosphère.

Le deuxième maximum des TSOs se produit à l'automne. La répartition géographique de la TSO pendant cette saison est similaire à celle observée pendant le printemps, mais les TSOs sont globalement plus froides de 1°C. Enfin, les minima de l'hémisphère Nord sont enregistrés en janvier quand les alizés du nord-est sont les plus actifs.

D'un point de vue géographique, les maxima de TSO sont enregistrés dans la partie est de la zone équatoriale toute l'année. Dans ces régions, la TSO est toujours supérieure à 28°C. Ces TSOs élevées sont en partie dues aux flux d'eau chaude et peu salée qui proviennent de la piscine d'eau chaude du Pacifique Ouest via le détroit indonésien ("Indonesian Throughflow" en anglais). Ces flux circulent vers l'ouest à 10-15°S de latitude tout au long de l'année dans le Courant Sud Equatorial (Schott et McCreary, 2001). Quelle que soit la saison, le gradient méridien de TSO est le plus accentué dans l'océan Indien Sud, vers 15°S, en raison de la présence de ce courant. Une autre cause primordiale à l'existence d'un maximum des TSOs dans la partie est du bassin indien est l'existence de vents d'ouest équatoriaux qui induisent, pendant les deux périodes séparant les moussons, un courant océanique "chaud" dirigé vers l'est, les jets de Wirtki (Schott et McCreary, 2001). Nous reviendrons sur ces aspects importants de la dynamique océanique équatoriale dans l'océan Indien dans le paragraphe suivant, lorsque nous discuterons certains biais systématiques de la simulation réalisée avec le modèle couplé SINTEX.

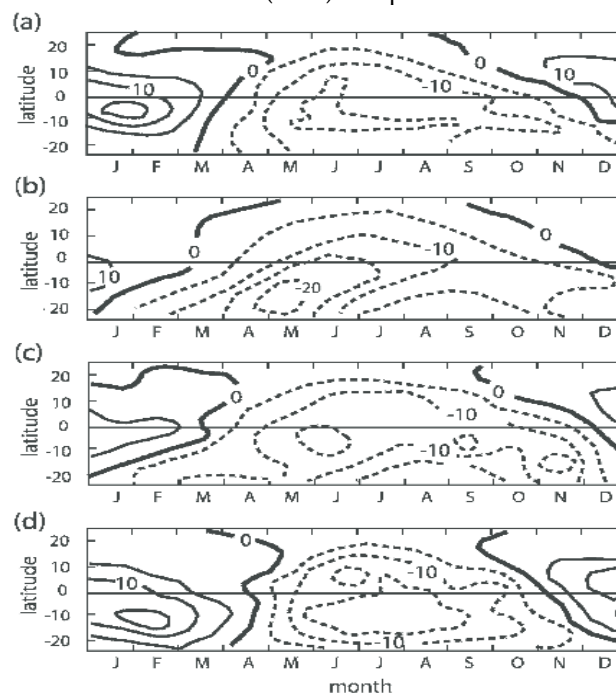
Un des aspects les plus intéressants de cette climatologie des TSOs est la faible amplitude du cycle annuel: les TSOs n'augmentent que modérément au printemps boréal dans la plus grande partie de l'océan Indien Nord en dépit de la forte insolation et de la faible évaporation observées pendant cette saison. D'une façon similaire, la TSO de l'océan Indien Nord pendant l'hiver boréal n'est que de un ou deux degrés plus froides que la TSO observée au printemps ou à l'automne, alors que l'insolation est réduite et l'évaporation importante en cette saison.

Plusieurs études ont suggéré que la dynamique océanique (plus précisément les transports méridiens au sein de l'océan superficiel) jouait un rôle important dans cette régulation du cycle annuel des TSOs de l'océan Indien (Hastenrath et Lamb, 1980; Hastenrath et Greischar, 1993; Wacongne et Pacanowski, 1996; Chirokova et Webster, 2006). Rappelons que le transport net de masse intégré dans la couche d'Ekman (couche superficielle de l'océan entraînée par le vent) est perpendiculaire au vent, à sa droite dans l'hémisphère Nord et à sa gauche dans l'hémisphère Sud (figure 1.2).

La configuration du champ de vent pendant l'été boréal, avec des alizés austraux de sud-est et des vents de sud-ouest dans l'hémisphère Nord produit donc un flux de masse de l'hémisphère Nord vers l'hémisphère Sud dans la couche entraînée par le vent (figure 1.2). Sous cette couche d'Ekman, les courants géostrophiques (transport de Sverdrup) dirigent des eaux en provenance de la zone de subduction de la partie sud-est de l'océan Indien (au nord de 30°S), mais aussi du Pacifique via les détroits indonésiens, vers la côte de l'Afrique de l'Est (Schott et McCreary, 2001). Ces eaux plus froides franchissent l'équateur dans le Courant des Somalies et remontent en surface le long de la côte des Somalies et de l'Arabie. Elles alimentent ainsi le transport d'Ekman en surface. La combinaison des transports de Sverdrup et d'Ekman constituent donc une cellule de circulation méridienne peu profonde (300 à 400 m de profondeur environ) dans laquelle l'eau circule au niveau de la thermocline du sud vers le nord et en surface du nord vers le sud pendant l'été boréal. Dans la mesure où l'océan Indien Nord est plus chaud que l'océan Indien austral pendant l'été boréal, cette circulation transéquatoriale Sverdrup/Ekman est associée à un flux méridien de chaleur qui tend à refroidir l'hémisphère d'été et à réchauffer l'hémisphère d'hiver (figure 1.2).

Pendant l'hiver boréal, les alizés de sud-est sont confinés au sud de 10°S et on observe une zone de vents d'ouest entre 10°S et l'équateur (figures 1.2 et 1.6). Au nord de l'équateur, les alizés de nord-est dominant. Cette configuration du champ de vent en surface conduit à la formation d'une zone d'upwelling (pompage d'Ekman) et à une divergence d'Ekman en plein océan (entre 5 et 12°S). Dans l'hémisphère Nord, le transport d'Ekman est alors dirigé vers le nord. Le transport d'Ekman à travers l'équateur est donc opposé à celui observé pendant l'été boréal et le transport de chaleur s'effectue du sud vers le nord, essentiellement dans la couche superficielle. L'importance des transferts méridiens de chaleur associés à ces flux de masse est illustrée par la figure 1.10 qui synthétise les différentes estimations obtenues soit par des études d'observations, soit par modélisation numérique.

Figure 1.10 : Estimations du cycle saisonnier du transport méridien de chaleur (unités 0,1 PW) au sein de l'océan Indien par (a) Wacongne et Pacanowski (1996), (b) Hsiung et al. (1989), (c) Hastenrath et Greischar (1993) et (d) Chirokova et Webster (2006). D'après Chirokova et Webster (2006).



L'agrément entre ces différentes estimations obtenues soit à partir d'observations, soit à partir de modèles océaniques forcés est satisfaisante. Il existe un cycle annuel du transfert méridien de chaleur au sein de l'océan Indien avec des maxima de l'ordre de 1 à 1.5 PW en valeur absolue et ces flux ont systématiquement tendance à réchauffer l'hémisphère d'hiver et à refroidir l'hémisphère d'été. Ce transfert méridien de chaleur est essentiellement réalisé par le transport d'Ekman en surface. Comme le transport de masse dans la couche d'Ekman est proportionnel à la tension du vent et inversement proportionnel au paramètre de Coriolis f et que la tension du vent est proportionnel au carré de sa vitesse, les forts vents d'est juste au sud de l'équateur et d'ouest au nord de l'équateur qui caractérisent la mousson du sud-ouest (figures 1.2 et 1.6) expliquent l'importance des transferts méridiens de chaleur vers le sud pendant l'été boréal et ceci même à l'équateur alors que l'on observe des vents équatoriaux vers le nord (en particulier dans l'ouest du bassin) et qui sont donc dirigés contre ce transport d'Ekman. Ces transferts sont maximums vers 10°S de latitude, là où les gradients de TSO sont les plus prononcés.

L'importance des transports verticaux et méridiens de chaleur au sein de l'océan apparaît aussi clairement si l'on met en relation le bilan net de chaleur à l'interface océan-atmosphère avec le cycle observé des TSO de l'océan Indien. En moyenne annuelle, l'intégrale du flux net de chaleur dans les régions de l'océan Indien au nord de 15°S de latitude est de l'ordre de 10^7 à 10^{15} W (Webster, 2005). En ne tenant compte que de ces flux de chaleur à l'interface océan-atmosphère et en supposant que ce flux de chaleur est réparti sur une couche superficielle de l'océan de l'ordre de 50 m, l'océan Indien Nord devrait se réchauffer continuellement de 7°C par an et de 13 à 14°C au printemps lorsque l'insolation est maximale. Ces tendances thermiques résultant des flux de surface ne sont pas compatibles avec le cycle saisonnier régulier et stable des TSO que nous venons de décrire. Les transports horizontaux et verticaux de chaleur au sein de l'océan ou l'augmentation substantielle de l'épaisseur de la couche mélangée représentent l'unique moyen d'équilibrer ce fort gain annuel et printanier de chaleur en surface (Webster et al., 1998). Ceci suggère à nouveau que le cycle annuel de la TSO de l'océan Indien est, en partie, contraint par les transports méridiens de chaleur au sein de l'océan. En particulier, l'amplitude de ce cycle et le gradient thermique interhémisphérique dans le secteur indien sont tous les deux amortis (atténués) par le couplage océan-atmosphère que nous venons de détailler (Webster, 2005). Ceci étant dit, le bilan net d'énergie du système océan-atmosphère est clos: les transferts méridiens océaniques de chaleur de l'hémisphère d'été vers l'hémisphère d'hiver équilibrent les transferts méridiens du flux de chaleur latente dans l'atmosphère de l'hémisphère d'hiver vers l'hémisphère d'été (Loschnigg et Webster, 2000). Certains auteurs ont suggéré que ces mécanismes compensatoires pourraient expliquer la "faible" variabilité du système de la mousson à l'échelle interannuelle (Loschnigg et al., 2003). Nous reviendrons sur cette question dans le chapitre III de ce document.

Ces résultats sur les transports méridiens de chaleur au sein de l'océan Indien, obtenus essentiellement à partir de modèles océaniques forcés (Wacongne et Pacanowski, 1996; Chirokova et Webster, 2006), méritent néanmoins d'être confirmés par des observations plus précises et l'analyse de simulations couplées océan-atmosphère réalistes.

Enfin, Shukla et Fennessy (1994) ont aussi montré à l'aide d'expériences numériques que le cycle annuel de la TSO dans l'océan Indien Nord jouait un rôle fondamental dans le système de mousson. En analysant une simulation obtenue à l'aide d'un modèle atmosphérique forcé dans laquelle le cycle annuel de la TSO de l'océan Indien a été supprimé, ces auteurs ont pu déterminer l'importance relative de ce facteur dans le cycle des moussons. La comparaison de cette simulation avec une simulation de contrôle indique une réduction spectaculaire des pluies de mousson estivale sur la mer d'Arabie, le sous-continent indien et dans le golfe du Bengale (et plus généralement dans l'ensemble du sud-est asiatique) lorsque l'on retire le cycle annuel de la TSO. Ces résultats soulignent le rôle essentiel du cycle annuel des TSOs de l'océan Indien pour modéliser correctement les variations saisonnières de la mousson.

Plus généralement, les résultats évoqués dans ce paragraphe montrent que les couplages océan-atmosphère sont une composante essentielle du système de la mousson. Les modèles couplés océan-

atmosphère sont donc l'un des outils privilégiés pour la compréhension du cycle annuel et de la variabilité de la mousson.

1.e Simulations forcées et couplées du cycle saisonnier de la mousson indienne

Il est peu probable qu'un modèle atmosphérique soit capable de simuler correctement la variabilité de la mousson indienne si ce modèle ne restitue pas avec fidélité les principaux éléments du cycle annuel que nous venons d'évoquer (Gadgil et Sajani, 1998; Sperber and Palmer, 1996). Malheureusement, la simulation des pluies de mousson sur le continent asiatique a toujours été un exercice difficile pour un modèle atmosphérique en mode forcé, en raison de la présence de la piscine d'eau chaude de l'océan Indien équatorial. La présence de cette source de chaleur au niveau de l'équateur explique pourquoi de nombreux modèles atmosphériques ne sont pas capables de reproduire la migration estivale des zones pluvieuses sur le continent asiatique (Gadgil et Sajani, 1998). Le programme AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Program: Sperber and Palmer, 1996) dans lequel les performances de 32 modèles atmosphériques forcés par les mêmes champs de TSO observés sur une période de dix ans (1979-1988) ont été comparées, a ainsi illustré que la plupart des modèles atmosphériques sont incapables de localiser la répartition géographique des pluies de mousson pendant l'été et, en particulier, le dédoublement de la ZCIT dans le secteur indien.

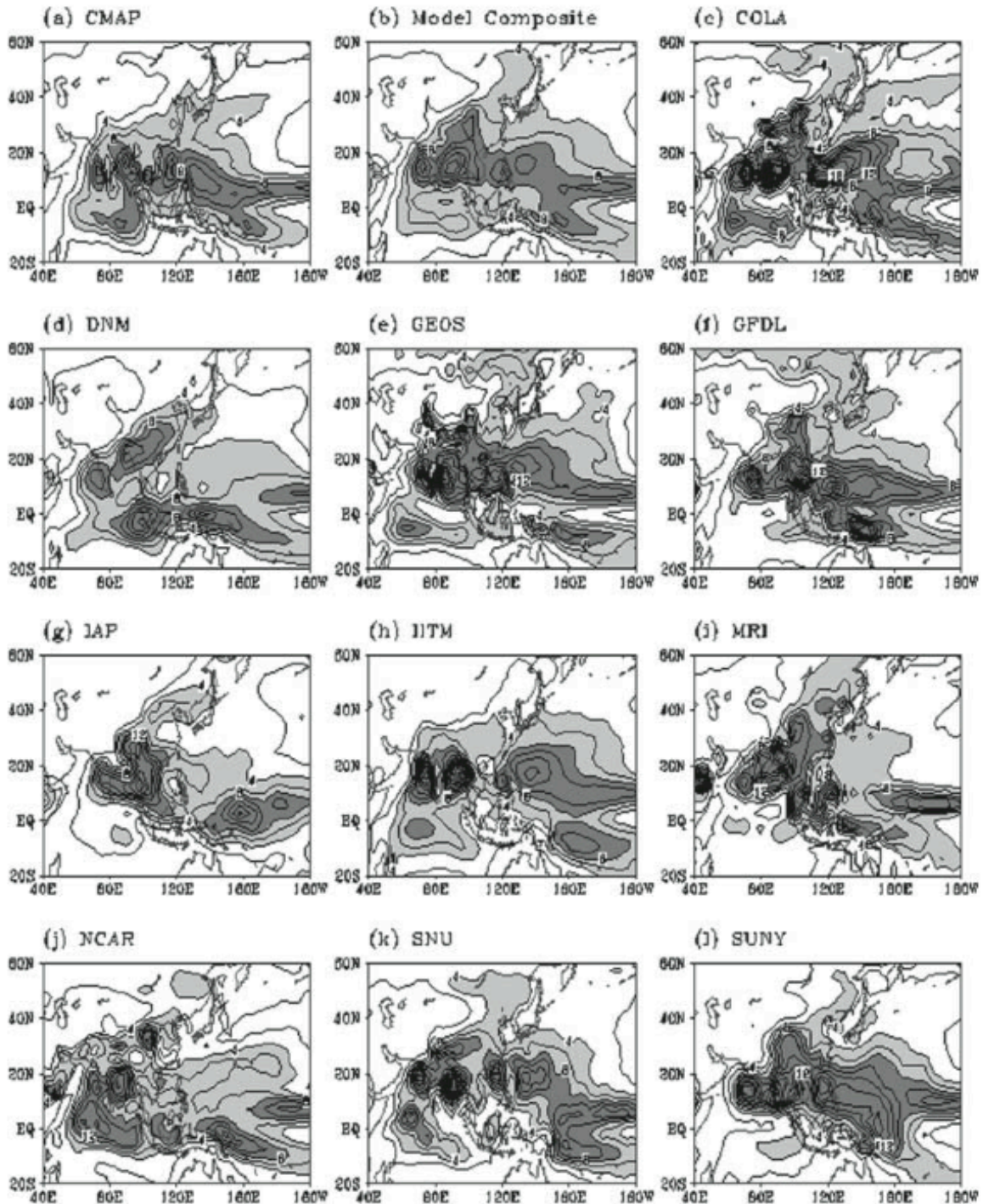
Deux autres résultats importants de ces études sont que la variabilité interannuelle de la mousson n'est pas correctement simulée bien que les différents modèles soient forcés par les TSOs observées et que cette variabilité interannuelle est d'autant mieux restituée que le cycle annuel de la mousson est bien reproduit par le modèle atmosphérique (Sperber et Palmer, 1996; Gadgil et Sajani, 1998). AMIP a aussi permis d'illustrer la forte variabilité qui existe entre les simulations réalisées avec les différents modèles atmosphériques.

Malgré les progrès récents de la modélisation numérique (Sperber et al., 1999), la simulation du cycle annuel de la mousson reste l'un des défis les plus ardues pour la communauté des modélisateurs de l'atmosphère (Kang et al., 2002). Cet état de fait est illustré par la figure 1.11 qui présente la climatologie des précipitations estivales (juin à août) pour 10 modèles atmosphériques forcés récents par les TSOs observées (expériences de type AMIP) et qui démontre que l'absence du dédoublement de la ZCIT dans le secteur indien pendant l'été boréal est toujours un biais commun à de nombreux modèles atmosphériques (figure 1.11.b). Un autre biais systématique est que la plupart des modèles atmosphériques simulent des précipitations excessives sur le plateau tibétain et le sud-ouest de la Chine.

Ces problèmes peuvent être liés aux différentes paramétrisations et à la résolution employées dans les modèles atmosphériques (Ju et Slingo, 1995 ; Lal et al., 1997 ; Kang et al., 2002), mais une autre explication qui émerge de plusieurs études récentes est la nature fondamentalement couplée de la mousson indienne et, plus généralement, de l'ensemble de la mousson asiatique (Kumar et al., 2005; Wang et al., 2005). En effet, les modèles couplés océan-atmosphère donnent souvent de meilleurs résultats que les modèles atmosphériques forcés pour la simulation de la mousson indienne et de sa variabilité à différentes échelles temporelles, mais aussi pour sa prévision saisonnière, ce qui suggère que les interactions océan-atmosphère jouent un rôle important dans le cycle annuel de la mousson, mais aussi dans sa variabilité (Meehl et Arblaster, 1998; Kitoh et al., 1999; Fu et al., 2002; Terray et al., 2005a; Kumar et al., 2005; Wang et al., 2005; Meehl et al., 2006).

En particulier, le cycle annuel des précipitations de mousson est souvent mal reproduit dans les modèles atmosphériques en mode forcé (Sperber et Palmer, 1996; Kang et al., 2002 ; Meehl et al., 2006). Il est donc instructif d'analyser les performances des modèles couplés dans ce contexte.

Figure 1.11 : Climatologie des précipitations estivales (juin-août). (a) observée d'après les données CMAP (Xie et Arkin, 1997); (b) à (j) simulée par différents modèles atmosphériques forcés par les TSOs observées. La carte (b) représente la distribution obtenue en moyennant les différentes simulations. D'après Kang et al. (2002).



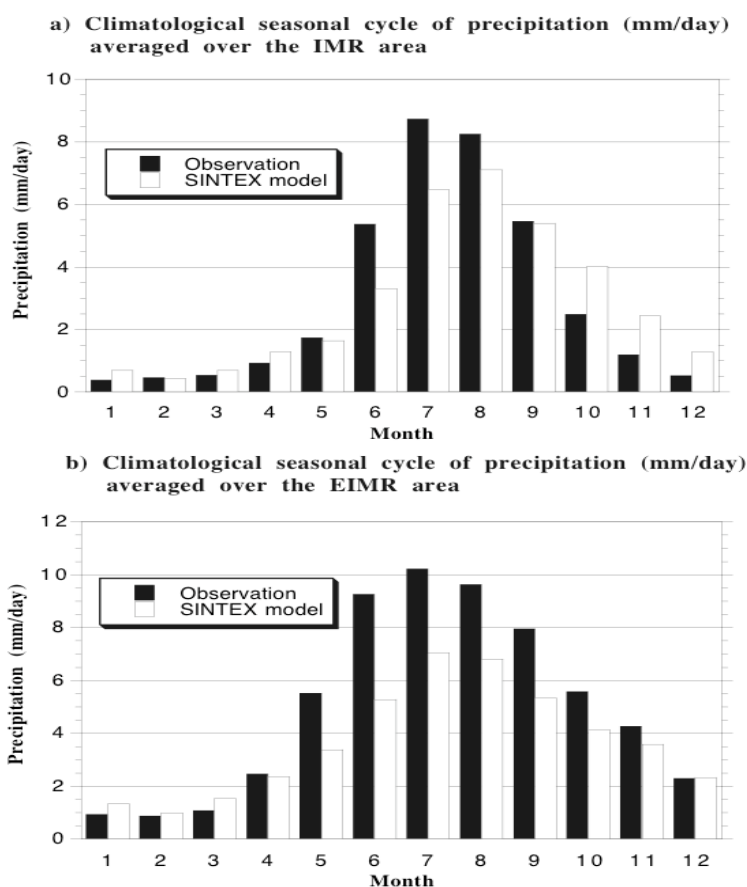
Les figures 1.6, 1.7 et 1.8 qui présentent les climatologies de vent, de précipitation et de SLP, en janvier et juillet, simulés par le modèle couplé SINTEX permettent déjà d'avancer quelques éléments de réponse. Ces figures illustrent que ce modèle couplé représente qualitativement de nombreux

aspects des champs de vent observés, en particulier le renversement saisonnier des vents de surface et d'altitude et la migration de la ZCIT associée. La figure 1.12 présente une validation plus précise du cycle annuel des précipitations simulées par le modèle SINTEX pour deux secteurs caractéristiques de la mousson indienne:

- La région définie par les points terre dans le secteur 75-85°E de longitude et 10-25°N de latitude (IMR, "Indian Monsoon Rainfall" en anglais) qui est équivalente, du point de vue géographique, au sous-continent indien. Le cycle saisonnier de la série pluviométrique pour cette région, calculée dans la simulation SINTEX, a été comparé à celui de l'indice pluviométrique de Parthasarathy et al. (1995) sur la période 1871-1998 (figure 1.12a).

- La région définie par les coordonnées 70-110°E de longitude et 10-30°N de latitude (EIMR, "Extended Indian Monsoon Rainfall" en anglais), proposée par Goswami et al. (1999), qui constitue un domaine plus vaste intégrant le golfe du Bengale et une partie de la mer d'Arabie en plus du sous-continent indien. La définition de ce secteur résulte de la constatation que les régions océaniques bordant la péninsule indienne, en particulier le golfe du Bengale, connaissent des variations pluviométriques importantes pendant la mousson (figures 1.8 et 1.11) et qu'il est donc indispensable de tenir compte de ces régions pour définir un indice pluviométrique cohérent des pluies de mousson. Le cycle saisonnier de cette série pluviométrique a été validé à l'aide des données CMAP (Xie et Arkin, 1997) disponibles sur la période 1979-1999 (figure 1.12b).

Figure 1.12 : Cycle saisonnier des précipitations (mm par jour) dans les régions IMR (75-85°E, 10-25°N) et EIMR (70-110°E, 10-30°N) observé et simulé par le modèle couplé SINTEX (simulation de contrôle de 200 ans). D'après Terray et al. (2005a).



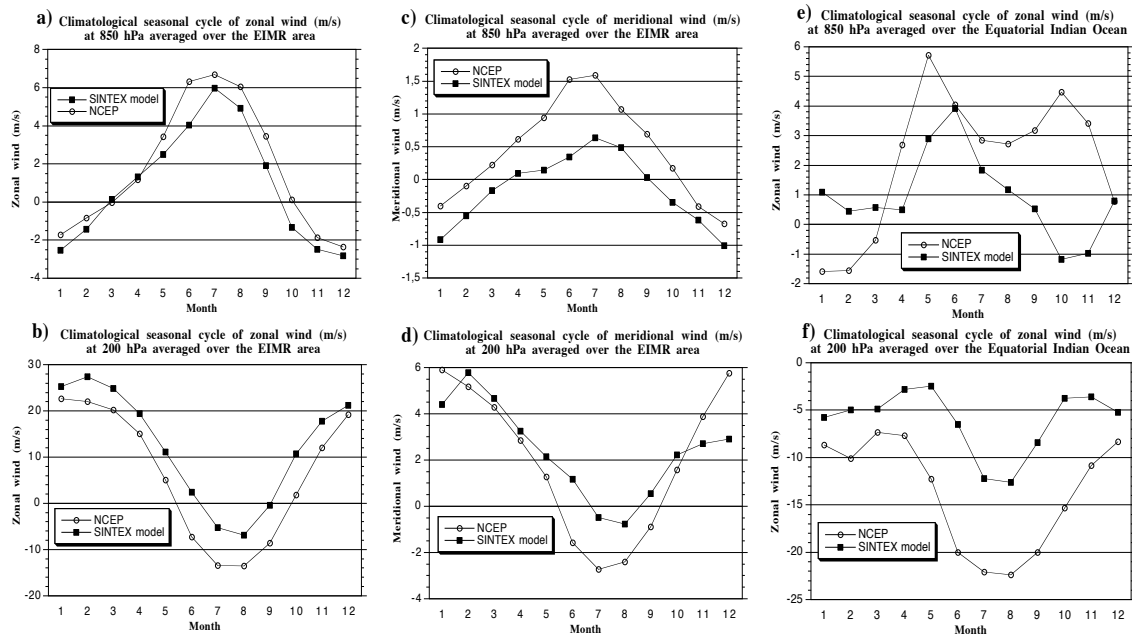
La figure 1.12 confirme que le modèle SINTEX reproduit qualitativement la distribution saisonnière des pluies observées dans les deux secteurs. Parmi les biais du modèle, on peut néanmoins citer une tendance à un démarrage tardif de la mousson d'été en juillet au lieu de juin dans les observations, une sous-estimation systématique des pluies de mousson d'été et une surestimation des

pluies observées sur le continent pendant la saison de post-mousson (figure 1.12.a). Ces biais systématiques sont en partie liés à la faible résolution du modèle atmosphérique et à son orographie extrêmement lissée (Gualdi et al., 2003a). La simulation correcte des pluies en amont des reliefs des côtes ouest de l'Inde et du Burma est, en effet, hors de portée d'un modèle atmosphérique à la résolution T30. Les anomalies pluviométriques positives observées sur le sous-continent indien pendant l'automne sont liées à des vents de secteur nord-est plus forts que ceux observés dans la réalité, toujours en raison du relief extrêmement lissé (Terray et al., 2005a).

Plus généralement, la figure 1.8 montre que le modèle sous-estime globalement l'intensité des pluies dans la région indo-pacifique aussi bien pendant l'été que l'hiver boréal, en plus des certaines erreurs liées à la répartition géographique des pluies (Terray et al., 2005a). On retrouve là toutes les difficultés liées à la paramétrisation de la convection (ici une version améliorée du schéma de Tiedke) dans les modèles atmosphériques (Ju et Slingo, 1995).

La sous-estimation systématique des pluies de mousson d'été aussi bien sur le sous-continent indien que dans les régions océaniques voisines s'accompagne d'une sous-estimation des flux atmosphériques de surface (850 hPa) et d'altitude (200 hPa) observés pendant la mousson d'été (figure 1.13). La circulation de Hadley inverse qui caractérise la mousson d'été est beaucoup moins intense que dans la réalité (figures 1.13.c et 1.13.d). Les flux zonaux de surface et d'altitude pendant la mousson d'été semblent mieux simulés et un peu moins sous-estimés par rapport à ceux déduits des réanalyses atmosphériques NCEP (figures 1.13.a et 1.13.b).

Figure 1.13 : Cycle saisonnier des composantes zonale et méridienne du vent à 850 et 200 hPa moyenné dans les régions EIMR (70-110°E, 10-30°N) et EQIO (océan Indien équatorial; 60-90°E, 2°S-2°N) estimé à partir des réanalyses NCEP et simulé par le modèle couplé SINTEX. D'après Terray et al. (2005a).



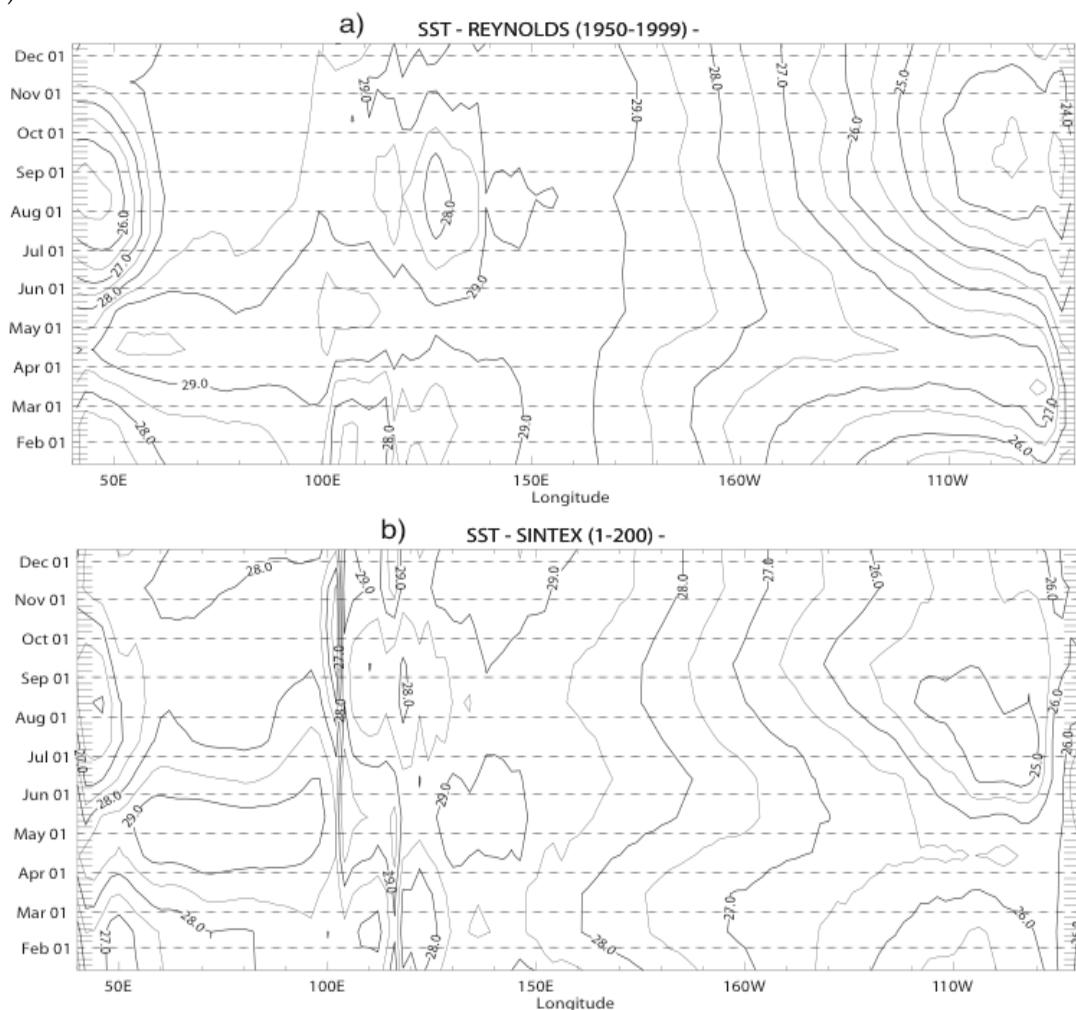
En résumé, ces figures montrent que ce modèle couplé simule d'une manière correcte le cycle saisonnier associé aux moussons bien que la mousson indienne d'été est beaucoup moins énergétique que dans la réalité.

En revanche, le modèle SINTEX a des difficultés à localiser correctement la répartition et les variations saisonnières des pluies au dessus de l'océan (océans Indien et Pacifique). Une partie de ces erreurs trouvent leur origine dans une mauvaise simulation des champs de TSO, puisqu'il existe dans bien des cas une étroite correspondance entre les erreurs sur les champs de TSO, de précipitation et des vents (zones de convergence et de divergence) simulés par le modèle SINTEX. Ainsi, on peut

remarquer que le modèle SINTEX est incapable de localiser la position de la ZCIT dans l'océan Indien Sud et qu'il produit une zone de convergence dans le Pacifique Sud beaucoup trop zonale et trop étendue vers l'est en janvier (figure 1.8.d). Cette dernière erreur dans le Pacifique est typique des modèles couplés sans ajustement de flux récents (Latif et al., 2001 ; Davey et al., 2002 ; AchutaRao et Sperber, 2002, 2006).

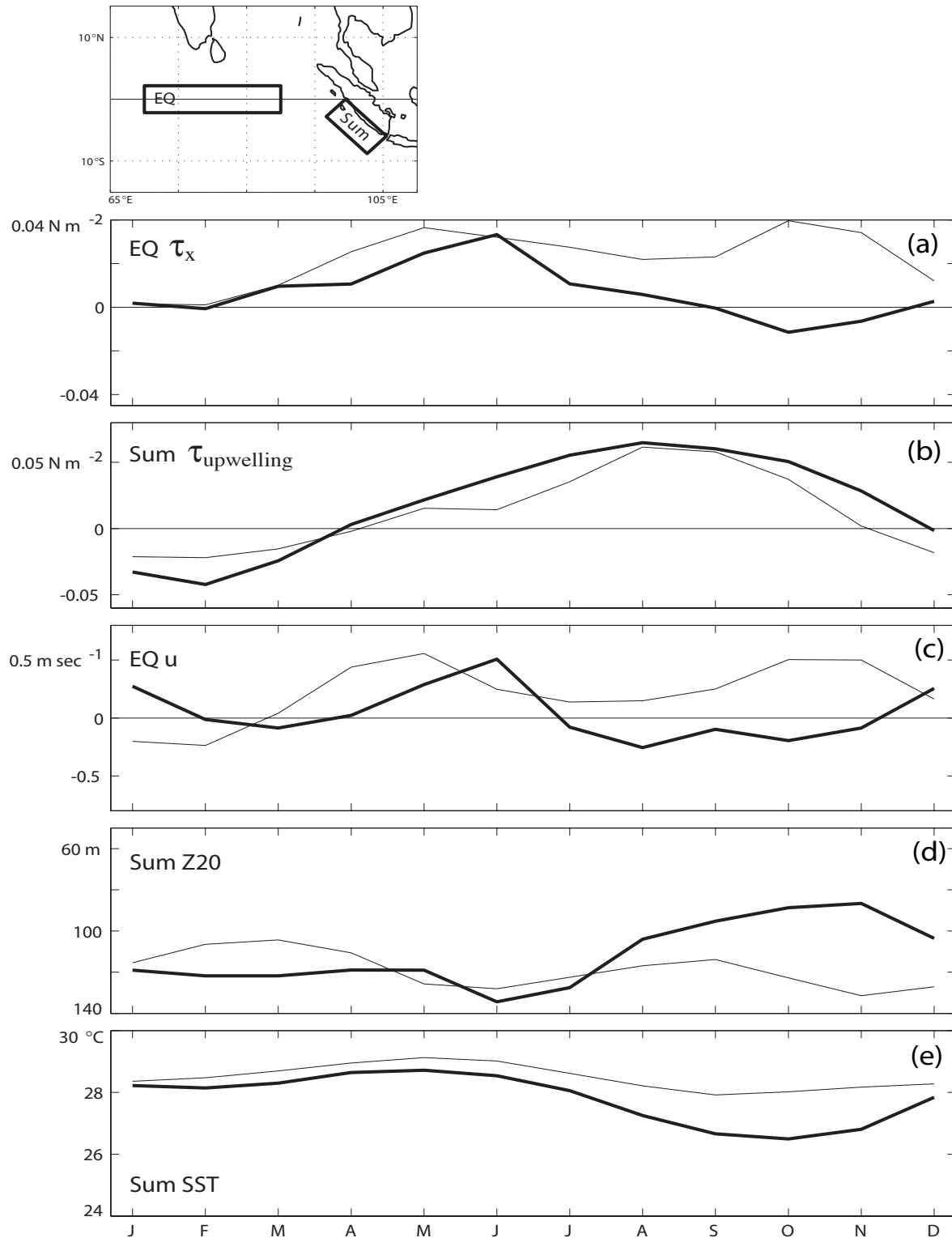
On peut aussi observer que le modèle SINTEX est incapable de simuler le dédoublement de la ZCIT si caractéristique de la mousson du sud-ouest dans le climat observé (figure 1.8.b). Le maximum pluviométrique observé dans l'océan Indien Est pendant la mousson du sud-ouest est absent dans la simulation SINTEX. Associé à ce déficit pluviométrique, on remarque que la piscine d'eau chaude de l'océan Indien Est est largement érodée avant, pendant et après la mousson de sud-ouest (figure 1.14).

Figure 1.14 : Cycle saisonnier de la TSO le long de l'équateur (5°S-5°N) dans les océans Indien et Pacifique. (a) observé à partir des données de Smith et al. (1996). (b) simulé par le modèle couplé SINTEX. L'axe vertical représente le temps et l'axe horizontal la longitude. D'après Terray et al. (2005a).



Cette absence de la ZCIT océanique, pendant l'été boréal, a aussi des conséquences dramatiques du point de vue de la dynamique de la mousson du sud-ouest. On observe, en particulier, que l'anticyclone des Mascareignes reste localisé à proximité de la côte australienne, au lieu de se déplacer vers Madagascar, et que le flux transéquatorial de mousson n'est pas confiné à proximité de la côte africaine pendant l'été boréal dans la simulation SINTEX (figure 1.6.b). Les faibles TSOs observées dans la partie est du bassin Indien (figure 1.14.b) qui semblent responsables de l'absence de la ZCIT océanique trouvent quant à elles leur origine dans une mauvaise représentation du régime des vents équatoriaux et de la dynamique océanique équatoriale associée (figures 1.13.e, f et 1.15).

Figure 1.15 : (a) Cycle saisonnier observé (ligne grise) et simulé par le modèle SINTEX (ligne noire) de la tension du vent zonal dans l’océan Indien équatorial (70-90°E, 2°S-2°N); (b) de la composante sud-est (“upwelling”) du stress du vent le long de la côte de Sumatra (voir la carte); (c) de la vitesse du courant zonal dans l’océan Indien équatorial; (d) de la profondeur de l’isotherme 20°C, utilisé comme un proxy de la profondeur de la thermocline, le long de la côte de Sumatra; (e) de la TSO le long de la côte de Sumatra. Les régions utilisées pour calculer les différents indices (EQ: océan Indien équatorial; Sum: région le long de Sumatra) sont indiquées sur la carte. D’après Fischer et al. (2005).



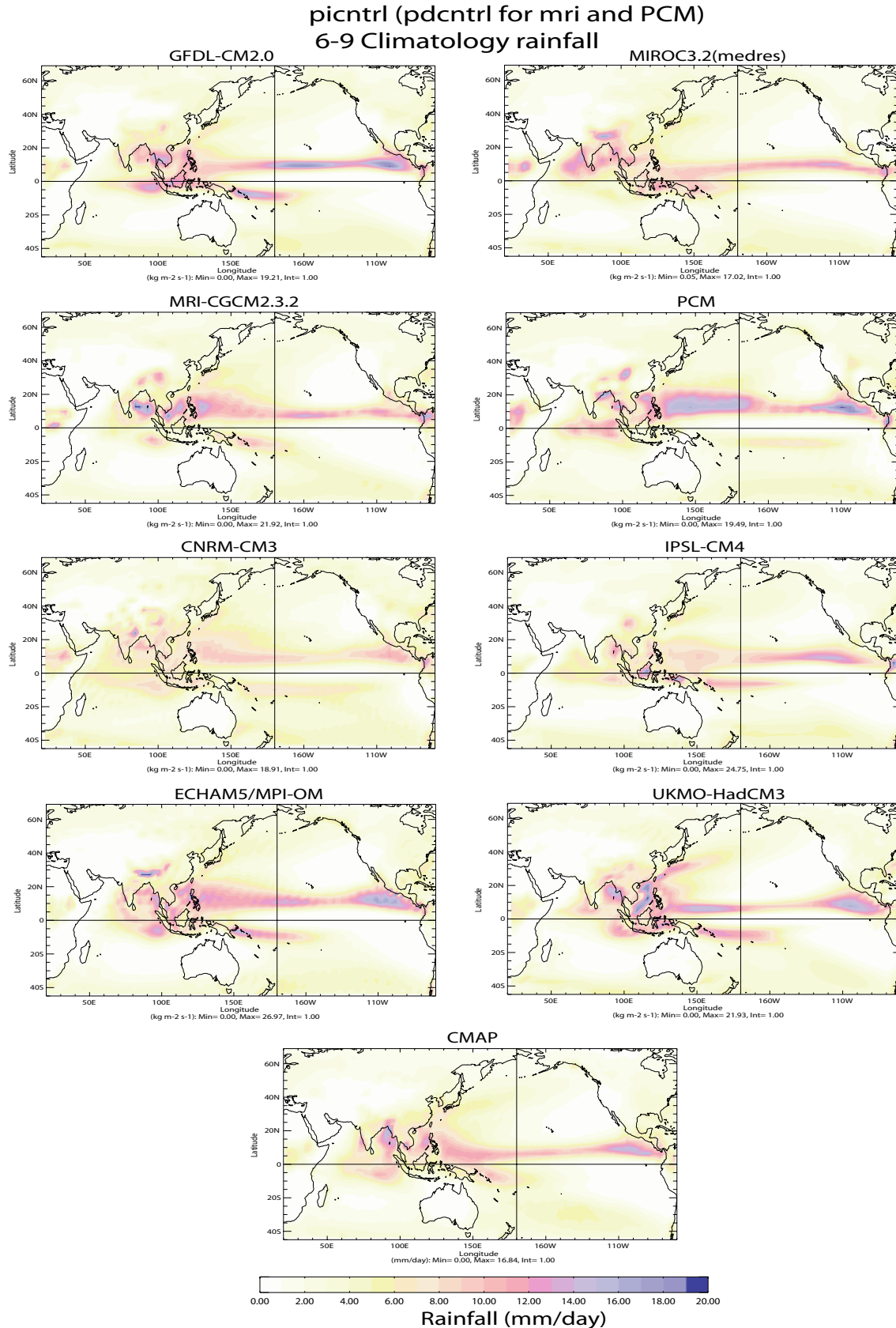
Le cycle saisonnier moyen de la composante zonale du vent au dessus de l'océan Indien équatorial est très original en comparaison des autres océans (Atlantique et Pacifique) qui connaissent un régime de vents d'est à l'équateur. A l'inverse, les vents équatoriaux de l'océan Indien sont dirigés vers l'est en moyenne annuelle et connaissent une forte périodicité semi-annuelle avec des maxima d'avril à juin et d'octobre à novembre, c'est-à-dire pendant les périodes de transition entre les deux moussons (figures 1.13.e, f et 1.15.a). Pendant ces deux périodes, ces vents d'ouest induisent un transport d'Ekman vers l'équateur dans les deux hémisphères. Ceci provoque une convergence des courants de surface et force ainsi de puissants jets océaniques dirigés vers l'est, appelés Jets de Wyrski (figure 1.15.c). Ces jets traversent tout le bassin et ils sont ensuite réfléchis en ondes de Kelvin côtières le long de la côte de Sumatra (Meyers, 1996) et en ondes longues de Rossby se propageant vers l'ouest. La vitesse des Jets de Wyrski peut atteindre $1 \text{ à } 1,5 \text{ m s}^{-1}$ et le transport associé est de l'ordre de 10 Sv en moyenne annuelle. Les Jets de Wyrski expliquent en partie pourquoi les TSOs de l'océan Indien sont chaudes le long de l'équateur et pourquoi le gradient thermique équatorial de cet océan est dirigé de l'ouest vers l'est, en opposition marquée de la situation observée dans les autres océans tropicaux (figure 1.14.a). En effet, les océans Atlantique et Pacifique sont sous l'influence des alizés d'est qui provoquent une "divergence" des courants de surface et un pompage vers la surface de l'eau sous-jacente plus froide à l'équateur. Ces océans sont donc caractérisés par la présence d'eaux relativement froides à l'équateur dans leur partie est. A l'inverse, la situation de convergence équatoriale observée dans l'océan Indien conduit à un phénomène de ventilation et à un approfondissement de la thermocline équatoriale, en particulier dans la partie est du bassin, car l'augmentation du niveau de la mer à l'équateur est compensée par un abaissement de la thermocline (figure 1.15.d). Les ondes longues de Rossby propagent ensuite cette information au large de Sumatra favorisant ainsi la formation d'une piscine d'eau chaude à l'ouest de Sumatra au début de la mousson du sud-ouest (figure 1.15.e). A contrario, on assiste aussi à l'apparition d'eaux relativement plus froides dans la partie ouest ce qui renforce le gradient thermique équatorial (figure 1.14.a) et favorise le dédoublement de la ZCIT pendant la mousson d'été (cf. section 1.d).

Les figures 1.13.e et 1.15.a illustrent clairement que le modèle SINTEX a des difficultés à reproduire ce cycle saisonnier des vents équatoriaux de l'océan Indien. Le maximum de printemps est retardé d'un mois et est significativement amorti. Le maximum d'automne est remplacé par un minimum et un régime de vents d'est. Ceci conduit à une remontée spectaculaire de la thermocline à l'équateur et le long de la côte de Sumatra et à une baisse significative de la TSO dans la partie est du bassin pendant la mousson d'été et l'automne dans la simulation (figure 1.15.e). Les upwellings le long de la côte de Sumatra sont aussi renforcés par les forts vents de sud-est simulés par le modèle SINTEX pendant l'été boréal (figure 1.15.b). Ce biais est consistant avec la mauvaise localisation de l'anticyclone des Mascareignes à l'ouest de l'Australie durant l'été boréal dans la simulation (figures 1.6.b et 1.7.b). Enfin, la faiblesse du Jet de Findlater et le fait que le flux interhémisphérique n'est pas canalisé le long de la côte africaine diminuent aussi les remontées d'eau froide et l'évaporation dans la partie ouest du bassin pendant la mousson d'été. Le résultat de ces différents processus couplés est donc que le gradient thermique équatorial de l'océan Indien est largement amorti pendant l'été boréal dans la simulation (figure 1.14.b).

Or le dédoublement de la ZCIT pendant la mousson estivale est significativement lié à l'existence de ce gradient thermique équatorial (Saha, 1970; Goswami et al., 1984). Notre analyse permet donc d'esquisser une explication de la disparition de la ZCIT océanique au sud de l'équateur pendant la mousson dans cette simulation, tout en illustrant la complexité (couplée) du problème.

Les résultats décrits ci-dessus ne sont qu'un résumé succinct de l'effort considérable entrepris pour valider le cycle annuel et la variabilité du climat des régions indo-pacifiques dans les simulations SINTEX (Gualdi et al., 2003a, 2003b; Guilyardi et al., 2003; Terray et al., 2005a; Fischer et al., 2005). On se reportera à ces publications pour de plus amples détails sur l'impact de ces biais systématiques quant à la simulation des relations entre la mousson, le phénomène El Niño-Southern Oscillation (ENSO) et le mode "dipôle tropical" de l'océan Indien (Saji et al., 1999).

Figure 1.16 : Climatologie des précipitations estivales (juin à septembre) estimée à partir des données CMAP (Xie et Arkin, 1997) et des simulations de contrôle de 8 modèles couplés océan-atmosphère globaux récents participant au 4^{ème} rapport d'évaluation du GIEC (IPCC AR4). Unité: mm par jour. D'après Terray (2005).



Pour conclure ce paragraphe sur la simulation du cycle annuel de la mousson, il est maintenant important de savoir si les biais systématiques que nous venons d'illustrer se retrouvent dans d'autres modèles couplés ou si ces biais varient d'un modèle couplé à l'autre. L'analyse de la base de données mise en place par le "Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison" (PCMDI) pour le 4^{ème} rapport d'évaluation du Groupe Intergouvernemental d'experts sur l'Evolution du Climat (GIEC; IPCC en anglais), qui comprend plus de 20 modèles couplés récents et 200 simulations, fournit des éléments de réponse à cette question importante (Meehl et al., 2005).

La figure 1.16 qui présente la climatologie estivale des pluies (juin à septembre) dans les régions indo-pacifiques calculée à partir de simulations de contrôle pour un sous-ensemble de 8 modèles couplés issus de cette base de données et des observations satellitaires CMAP (Xie et Arkin, 1997), permet d'apprécier le degré de fidélité des simulations de la mousson indienne réalisées avec d'autres modèles couplés récents, la plupart sans ajustement de flux comme le modèle SINTEX.

Cette dernière figure illustre parfaitement la forte variabilité qui existe entre les simulations réalisées avec différents modèles couplés quant à la restitution du cycle annuel de la mousson. Les biais de chaque modèle restent importants, mais ce qui frappe avant tout c'est la forte variabilité de ces biais d'un modèle à l'autre, mis à part le dédoublement de la ZCIT dans le Pacifique et l'aspect beaucoup trop zonal de sa branche austral qui se retrouvent sur la plupart des modèles. Un grand nombre de modèles produisent aussi un maximum pluviométrique incorrect sur le plateau tibétain et/ou l'ouest de la Chine comme les modèles atmosphériques forcés (figure 1.11) et ont des difficultés à reproduire la distribution géographique des pluies au dessus de l'océan Indien comme le modèle SINTEX (Terray, 2005).

C'est cette forte variabilité entre modèles qui a conduit à l'élaboration des méthodes de prévision multi-modèles et super-ensemble (Krishnamurti et al., 1999; Palmer et al., 2004). L'idée de base étant que les erreurs relatives à un modèle (couplé ou forcé) particulier sont indépendantes des biais d'un autre modèle et que donc une approche multi-modèle permet, "en moyenne" d'améliorer les prévisions saisonnières (dynamiques) de la mousson par un phénomène de compensation des erreurs et/ou un système de correction statistique des erreurs propres à chaque modèle avant l'agrégation des prévisions.

Quoi qu'il en soit, la prévision dynamique (couplée ou forcée) de la variabilité de la mousson indienne aux échelles intrasaisonnière ou interannuelle est sévèrement handicapée par les biais systématiques que nous venons d'illustrer. Ces aspects de la représentation de la mousson indienne dans les modèles de climat doivent être analysés plus en détail pour améliorer la climatologie des modèles couplés et les prévisions dynamiques de la mousson indienne. Notre incapacité à simuler correctement tous les aspects du cycle annuel de la mousson illustre clairement notre pauvre compréhension du phénomène de la mousson indienne.

1.f Conclusions et perspectives

L'Inde est encore aujourd'hui un pays essentiellement agricole et la vie de millions d'indiens dépend largement de la production annuelle de céréales et de graines alimentaires qui constituent la base de l'alimentation indienne (Pant et Rupa Kumar, 1997; Parthasarathy et al., 1992). Comme cette production agricole est fortement tributaire du cumul des pluies apportées par la mousson indienne d'été (la majeure partie du sous-continent indien reçoit 75 à 90 % de sa pluviométrie annuelle de juin à septembre; figure 1.12), on conçoit aisément l'importance des recherches dans le domaine de la prévision climatique dans cette zone où habitent plus d'un milliard d'hommes. La variabilité des pluies associées au phénomène de la mousson, avec comme conséquence l'apparition de sécheresses et d'épisodes pluvieux conduisant parfois à des inondations est un problème d'une extrême importance pour les régions concernées par la mousson asiatique (Shukla, 1987). De plus, la fréquence de ces événements extrêmes est susceptible d'augmenter dans un contexte de réchauffement climatique dû à

l'augmentation anthropique des gaz à effet de serre. Cette situation explique l'urgence de la prévision saisonnière pour les pays asiatiques soumis au climat de mousson et, en particulier, pour l'Inde.

Un aspect intrigant dans la prévision saisonnière de la mousson indienne est que les performances des modèles atmosphériques forcés sont en général très faibles en ce qui concerne la prévision de la mousson indienne (Wang et al., 2004). La raison exacte de ces déficiences des modèles numériques est encore inconnue, mais il est probable que les problèmes liés à la paramétrisation de la convection dans les modèles atmosphériques jouent un rôle majeur dans les pauvres performances de la prévision numérique (Krishnamurti, 2005). La forte variabilité « interne » de la mousson indienne est aussi un candidat possible pour expliquer ces déficiences (Goswami, 1998). Mais, une autre explication qui émerge de plusieurs études récentes est la nature fondamentalement couplée de la mousson indienne et, plus généralement, de l'ensemble de la mousson asiatique (Kumar et al., 2005; Wang et al., 2005).

A l'heure actuelle, la climatologie des modèles couplés présente encore des biais systématiques importants comme nous l'avons illustré dans ce chapitre. Cependant, les modèles couplés ont l'énorme avantage de représenter les couplages océan-atmosphère qui semblent jouer un rôle important dans la variabilité de la mousson asiatique (Kumar et al., 2005; Wang et al., 2005 ; Terray et al., 2006). Ceci peut expliquer pourquoi la prévision saisonnière couplée ("Tier-one seasonal prediction system") donne de meilleurs résultats que la prévision atmosphérique forcée ("Tier-two seasonal prediction system") en ce qui concerne les régions voisines de l'océan Indien et du Pacifique Ouest (Kang et Shukla, 2005).

Ceci étant dit, les scores obtenus par les systèmes de prévision saisonnière couplée sont encore beaucoup trop faibles pour être utiles à des fins économiques ou de planification agricole pour les utilisateurs potentiels. A titre d'illustration, la corrélation entre les précipitations observées et prévues en juin-juillet-août pour la région de la mousson asiatique par le système de prévision saisonnière DEMETER est de l'ordre de 0.39 (Palmer et al., 2004). Une telle déficience est elle due au fait que la climatologie des modèles couplés actuels présente encore des biais systématiques trop importants ou est elle le symptôme que la mousson indienne est fondamentalement imprévisible à l'échelle saisonnière en raison de l'importance de sa variabilité interne de nature chaotique comme le suggère certains auteurs (Goswami, 1998 ; AjayaMohan et Goswami, 2003) ?

Dans la mesure où plus de la moitié de la population mondiale est soumise au climat de la mousson asiatique, il est enfin particulièrement important de déterminer les changements climatiques susceptibles de se produire dans les régions indo-pacifiques dans le contexte du réchauffement global d'origine anthropique. La fidélité de ces projections dépend inévitablement et à nouveau de la qualité des modèles de climat et de leur capacité à reproduire les fluctuations observées (saisonnière, intrasaisonnière, interannuelle et décennale) de la mousson asiatique et, en particulier, indienne.

Dans ce contexte, une examination poussée des simulations numériques du climat et la confrontation minutieuse de ces simulations avec les observations disponibles représentent la seule alternative possible pour améliorer notre capacité à simuler la variabilité de la mousson asiatique, mais aussi sa prévision à différentes échelles de temps. Les travaux exposés dans les deux chapitres suivants représentent un premier pas, certes modeste, avec cet objectif en ligne de mire.

CHAPITRE II

Variabilité du système de la mousson indienne

Observation et simulation couplée

2.a Introduction

La prévision à longue échéance de la mousson indienne d'été requiert une connaissance fine de la variabilité associée à ce phénomène. Comme nous l'avons décrit au chapitre I, la mousson se produit chaque année avec des changements spectaculaires de l'activité convective entre l'Inde et l'Australie. Malgré son caractère régulier, la mousson indienne d'été est un phénomène particulièrement complexe avec une variabilité marquée à différentes échelles de temps et d'espace (Webster et al., 1998). La date de démarrage de la mousson varie d'une année sur l'autre; la saison pluvieuse est elle-même ponctuée de périodes de calme (les "breaks" de mousson) à des intervalles plus ou moins réguliers. La variabilité intrasaisonnière de la mousson est ainsi structurée par des périodicités de l'ordre de 10-20 jours et 30-50 jours (Krishnamurti et Bhalme, 1976; Sikka et Gadgil, 1980). A l'échelle interannuelle, les indices pluviométriques et dynamiques de mousson montrent des périodicités bisannuelle et de l'ordre de 4-6 ans (Mooley et Parthasarathy, 1983; Terray, 1995). Depuis des siècles, le sous-continent indien vit entre deux hantises, celle de la sécheresse et celle des inondations, car les épisodes climatiques extrêmes sont une donnée récurrente du climat de mousson (Bhalme et Mooley, 1980; Shukla, 1987). Enfin, la variabilité de la mousson est aussi soumise à des fluctuations multidécennales, avec des moussons relativement pluvieuses pendant 30-40 ans alternant avec des périodes plus sèches de même durée (Kripalani et Kulkarni, 1997). Malgré de nombreuses études, les processus physiques engendrant ces oscillations et les interactions réciproques entre ces différentes périodicités sont encore mal comprises. Il est essentiel de mieux appréhender ces interactions d'échelles pour améliorer la prévision à longue échéance des pluies de mousson en Inde.

Dans la mesure où la mémoire de l'atmosphère est très courte (moins d'une semaine), la variabilité interannuelle à décennale de la mousson indienne est associée à des anomalies atmosphériques couplées aux changements lents des conditions de surface au dessus des océans et des continents (Charney et Shukla, 1981). Cette variabilité ne résulte pas uniquement du forçage stochastique de l'atmosphère sur l'océan, mais aussi de processus couplés océan-atmosphère-continent qui s'organisent à des échelles spatiales et temporelles préférentielles. C'est l'existence et le caractère récurrent de ces modes climatiques qui sont la source de la prévisibilité saisonnière de la mousson. Ainsi, il est intéressant de remarquer que les prévisions statistiques à longue échéance de la mousson indienne étaient très bonnes dans les années 1960 et 1970 (Kung et Sharif, 1982; Wu, 1985) lorsque les modes basse fréquence structurant la variabilité interannuelle de la mousson indienne avaient un caractère presque périodique et une forte amplitude (Terray, 1995), mais que la qualité de ces prévisions statistiques s'est largement dégradée depuis (Thapliyal et Rajeevan, 2003), en raison de la modulation décennale de l'amplitude de ces modes basse fréquence (Torrence et Webster, 1999; Goswami, 2004).

Une autre question importante dans la perspective d'une prévision saisonnière dynamique de la mousson indienne, mais aussi pour les projections climatiques dans le contexte du réchauffement global d'origine anthropique, est de déterminer si les modèles de climat sont capables de simuler ces différents modes de variabilité de la mousson avec suffisamment de fidélité. Nous aborderons aussi ce problème dans ce chapitre.

Autrement dit, l'identification des processus physiques gouvernant les oscillations basse fréquence de l'atmosphère tropicale est une condition nécessaire (mais malheureusement non suffisante !) au succès des prévisions saisonnières et des projections de la mousson indienne que celles ci soient statistiques ou dynamiques.

2.b Tendances à long terme de la mousson indienne et des TSOs de l'océan Indien

Modèles et observations suggèrent que le réchauffement global de la planète se fait à humidité relative quasi-constante, c'est à dire avec une augmentation significative de la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère (IPCC, 2001). Autrement dit, même sans changement significatif de la composante dynamique de la mousson asiatique, les précipitations et le cycle hydrologique associés à la mousson

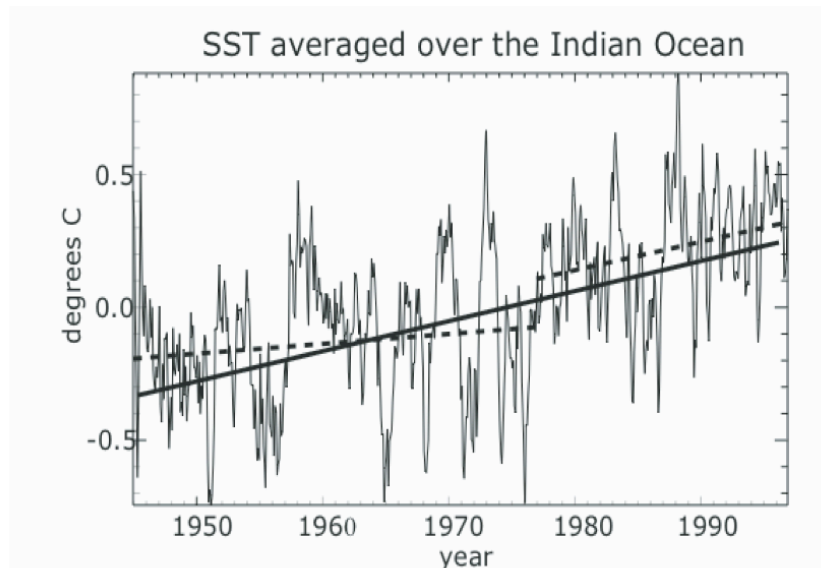
risquent d'être profondément perturbés par le réchauffement global. Dans la mesure où le gradient thermique méridien (au sein de la troposphère) a une influence prépondérante sur les variations saisonnières de la mousson (cf. chapitre I), une autre question est de déterminer l'impact du réchauffement observé et futur de l'océan Indien et du continent eurasiatique sur la dynamique de la mousson. Webster et Palmer (1997) et Kumar et al. (1999) ont, par exemple, suggéré que le réchauffement du continent eurasiatique modifie le lien entre la mousson et l'ENSO, et affecte les téléconnexions globales. Il est ainsi possible que l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère puisse modifier la prévisibilité de la mousson, en modulant les contrastes thermiques terre-océan.

Il nous semble donc important de replacer, dans ce chapitre, la variabilité de la mousson indienne dans le contexte du changement climatique et cela d'autant plus que l'océan Indien et le sous-continent indien se sont particulièrement réchauffés au cours du 20^{ème} siècle (Nitta and Yamada, 1989; Terray, 1994; Rupa Kumar et al., 1994; Aoki et al., 2003).

Dans un premier temps, nous allons tenter de comprendre, à l'aide des observations disponibles et des simulations couplées réalisées dans la perspective du 4^{ème} rapport d'évaluation du GIEC (Meehl et al., 2005), si les tendances passées de la mousson indienne et des TSOs de l'océan Indien sont d'origine naturelle ou si elles peuvent être induites par le forçage d'origine anthropique. Dans un second temps, on tentera de déterminer les changements susceptibles d'affecter le système de la mousson asiatique en réponse au réchauffement futur d'origine anthropique.

Un premier fait d'importance est que l'océan Indien au nord de 20°S s'est réchauffé à un rythme proche de 0,01°C par an au cours du dernier siècle et que ce réchauffement s'est considérablement accéléré au cours des dernières décennies, en particulier, à partir du saut climatique de 1976-1977 (figure 2.1 ; Nitta et Yamada, 1989; Terray, 1994; Clark et al., 2000).

Figure 2.1 : Série chronologique des TSOs de l'océan Indien tropical (au nord de 24°S de latitude) de 1945 à 1997. La droite en trait continu représente l'augmentation linéaire de la TSO de 1945 à 1997, estimée par régression linéaire (pente de 0,01°C par an). Les deux droites en trait discontinu représentent respectivement l'augmentation linéaire des TSOs de 1945 à 1976 (pente de 0,003°C par an) et de 1977 à 1997 (pente de 0,01°C par an). D'après Clark et al. (2000).



Ce réchauffement de l'océan Indien est-il d'origine naturelle ou en partie lié au réchauffement global d'origine anthropique? Quelle est l'origine du saut climatique de 1976-1977 et de l'accélération du réchauffement de l'océan Indien à partir de cette date? Enfin, quel est l'impact de ce réchauffement sur la variabilité de la mousson indienne?

Pour tenter de répondre à ces différentes questions, on peut utiliser les simulations "historiques" dans lesquelles les concentrations de gaz à effet de serre et d'aérosols sulfatés évoluent annuellement suivant les observations de 1860 à 2000 (simulations "20th Century Climate in Coupled Models", ou 20C3M réalisées pour le 4^{ème} rapport du GIEC qui doit paraître en 2007) et comparer les évolutions basse fréquence de la mousson indienne et de l'océan Indien simulées aux observations. Cette analyse nous permettra aussi d'illustrer les performances des modèles couplés les plus récents à reproduire les évolutions basse fréquence du climat passé et donc de juger de la qualité des projections climatiques basées sur ces modèles.

Pour obtenir une estimation robuste des tendances à long terme sur les champs de TSO et de précipitation issus des différentes simulations et des observations, j'ai utilisé une méthode statistique qui vient de l'économie et qui permet de décomposer une série temporelle quelconque en une somme de trois termes ("Seasonal-Trend decomposition procedure based on Loess" en anglais: STL; Cleveland et al., 1990). Dans une décomposition STL, une série temporelle non-stationnaire, X_t , s'exprime donc sous la forme

$$X_t = T_t + A_t + R_t$$

dans laquelle, le terme T_t représente les tendances à long terme, le terme A_t le cycle annuel et ses modulations et, enfin, le terme R_t le résidu par rapport aux deux termes précédents. Ce dernier terme contient du "bruit" statistique, mais il peut aussi intégrer un signal climatique (interannuel, voire décennal) en fonction du choix des paramètres de filtrage dans la procédure STL. L'ensemble de la procédure est itérative et chaque terme est estimé par des régressions (éventuellement polynomiales) locales. Il est de plus possible d'estimer chacun des termes d'une manière « robuste » pour diminuer l'impact d'observations aberrantes ou exceptionnelles (par exemple des événements El Niño ou La Niña qui peuvent contaminer les estimations des tendances vers le début ou la fin des séries chronologiques analysées), ce qui permet une comparaison beaucoup plus précise des tendances observées et simulées que ne le permet un filtre digital passe-bas classique. Le choix de la taille des fenêtres temporelles pour ajuster les régressions polynomiales locales permet par ailleurs de déterminer si la variabilité climatique décennale se retrouvera sur la composante T_t ou R_t . En d'autres termes, la méthode peut être interprétée comme un filtre fréquentiel basse-bas, directement applicable à des séries non-stationnaires et bruitées (Cleveland et al., 1990). Un autre avantage de la méthode STL est qu'elle permet de s'affranchir de l'hypothèse d'un cycle saisonnier constant puisque ce cycle saisonnier est aussi estimé par des régressions locales. On se reportera à l'article de Cleveland et al. (1990) pour de plus amples détails sur cette méthode intéressante et sur les choix des paramètres à utiliser pour que la procédure fonctionne comme un filtre digital passe-bas.

Pour illustrer la méthode, la figure 2.2 présente les composantes saisonnière (A_t), de basse fréquence (T_t) et résiduelle (R_t) extraites par la méthode STL de la série temporelle des TSOs de l'océan Indien tropical (40-120°E et 30°S-30°N) issue d'une simulation 20C3M réalisée avec le modèle couplé du MPI (modèle ECHAM5/MPI-OM dans la terminologie du GIEC). Il s'agit de l'une des simulations effectuées pour le 4^{ème} rapport d'évaluation du GIEC.

Ce modèle couplé est capable de reproduire le réchauffement rapide de l'océan Indien observé à partir de 1976-1977 avec une certaine fidélité (figure 2.1). Ce résultat est-il un hasard? Pour répondre à cette question, la figure 2.3 présente les composantes basse fréquence, T_t , de la série temporelle de 1870 à 2000 des TSOs de l'océan Indien estimée à partir d'observations-bateaux (fichier ERSST version 2; Smith et Reynolds, 2004a) et de l'ensemble des simulations couplées 20C3M réalisées pour le dernier rapport du GIEC.

Figure 2.2 : Analyse STL d'une série chronologique des TSOs de l'océan Indien tropical (40-120°E et 30°S-30°N) issue d'une simulation 20^{ème} siècle (c'est à dire incluant comme forçage externe les concentrations observées des gaz à effet de serre et des aérosols anthropiques de 1870 à 2000) réalisée avec le modèle couplé ECHAM5/MPI-OM. **(a)** Série temporelle de 1870 à 2000 des TSOs issue de la simulation couplée; **(b)** composante saisonnière A_i ; **(c)** composante basse fréquence T_i et **(d)** terme résiduel R_i de la série simulée représentée en (a).

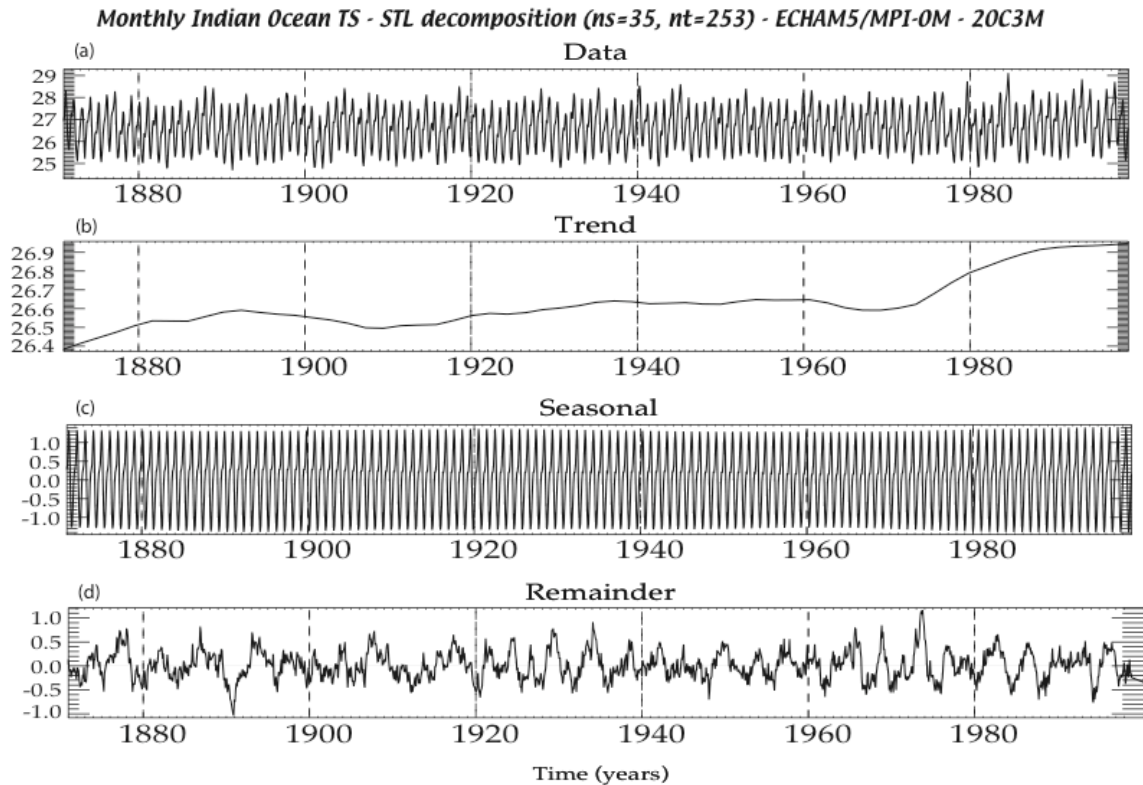
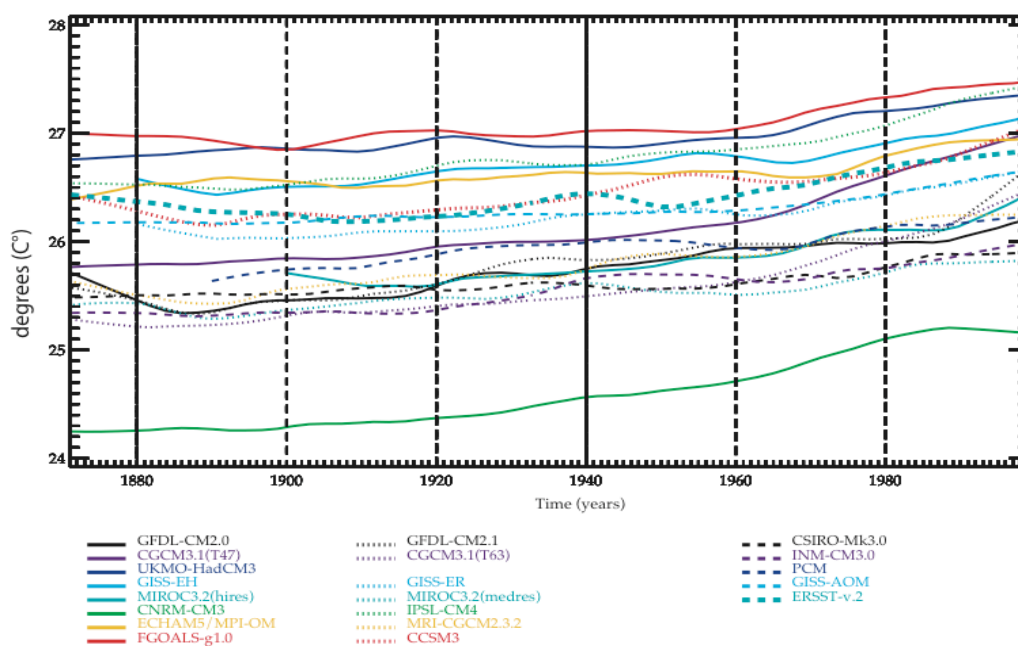


Figure 2.3 : Composantes basse fréquence T_i (extraites par la méthode STL) des TSOs de l'océan Indien tropical de 1860 à 2000, estimées à partir des observations (ERSSTv2) et de l'ensemble des simulations couplées 20C3M réalisées pour le 4^{ème} rapport du GIEC.

Monthly Indian Ocean SST time series - Trend (ns=35 and nt=253) - 20C3M simulations



La tendance estimée à partir des observations (série ERSSTv2 sur le graphique) traduit bien l'échauffement progressif de l'océan Indien au cours du dernier siècle et l'accélération de ce réchauffement dans la période récente (figure 2.1). Il est de plus remarquable que l'ensemble des simulations 20C3M (c'est à dire incluant le forçage anthropique) montrent un réchauffement tout à fait compatible avec le réchauffement observé de l'océan Indien. L'accélération récente du réchauffement de l'océan Indien apparaît aussi sur la plupart des modèles et pas seulement sur le modèle du MPI.

La table 2.1 qui présente les coefficients de corrélation entre la tendance observée et les tendances issues des simulations 20C3M pour l'océan mondial et l'océan Indien (terme T_t des décompositions STL des différentes séries de TSO) confirme quantitativement cette impression visuelle.

Table 2.1 : Corrélations (colonnes Cor du tableau) entre les composantes basse fréquence T_t (estimées par la méthode STL) des TSOs observées de l'océan Indien tropical et de l'océan global de 1860 à 2000 et les composantes basse fréquence de ces mêmes séries issues des simulations 20C3M réalisées pour le 4^{ème} rapport du GIEC. La probabilité critique (c'est à dire le complément du seuil de confiance) associée à chaque corrélation est aussi présentée (colonnes Prob du tableau). Les calculs ont été effectués pour différents choix du paramètre nt de la procédure STL qui détermine le lissage de la composante basse fréquence T_t ; nt correspond à la taille de la fenêtre temporelle pour l'ajustement de la régression locale déterminant chaque terme de la série T_t . Les tendances de la TSO de l'océan Indien tropical estimées avec le paramètre nt fixé à 253 (mois) sont représentées sur la figure 2.3.

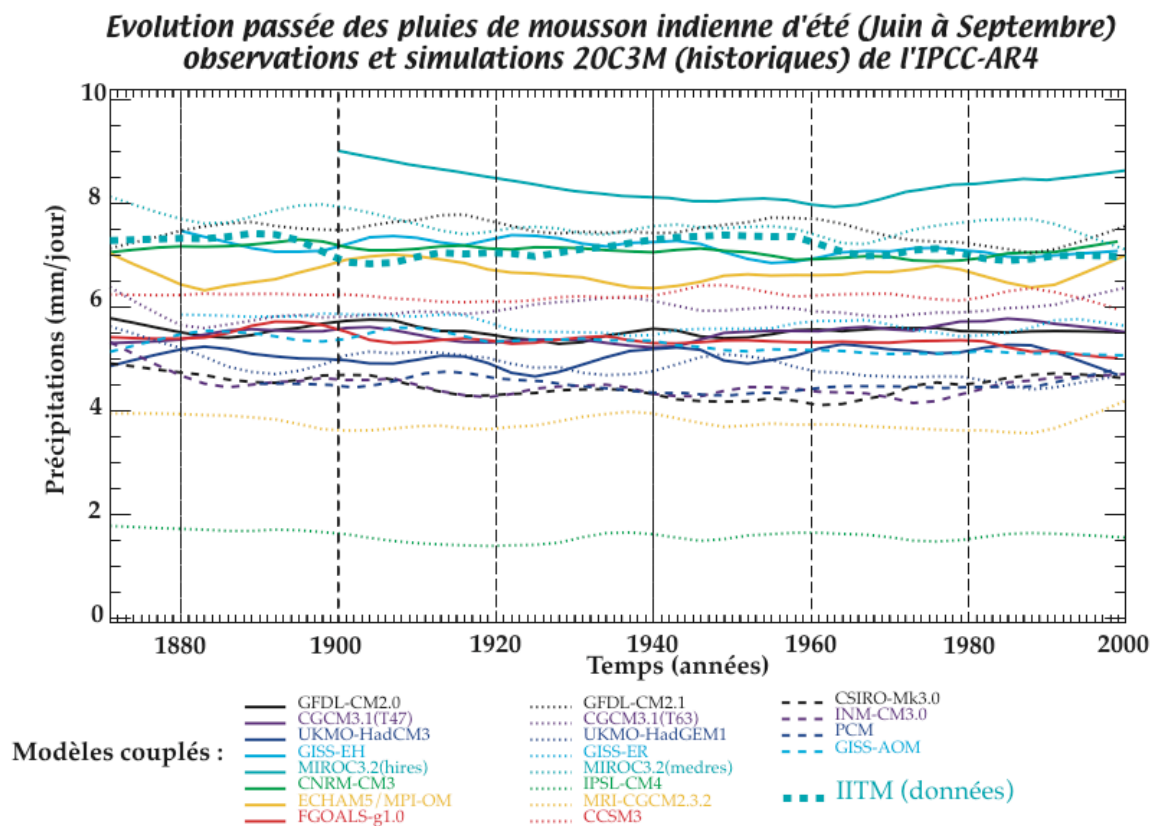
	Monthly global SSTs (ERSSTv2)				Monthly Indian Ocean SSTs (ERSSTv2)			
	nt=133		nt=253		nt=133		nt=253	
	Cor	Prob	Cor	Prob	Cor	Prob	Cor	Prob
CNRM-CM3	0,77	<0,01	0,80	0,12	0,89	<0,01	0,92	<0,01
CSIRO-Mk3.0	0,38	<0,01	0,43	0,50	0,82	<0,01	0,89	<0,01
GFDL-CM2.0	0,78	0,18	0,83	0,09	0,79	0,18	0,84	0,12
GFDL-CM2.1	0,79	<0,01	0,82	<0,01	0,89	<0,01	0,91	<0,01
GISS-AOM	0,79	<0,01	0,82	<0,01	0,89	<0,01	0,91	<0,01
GISS-EH	0,49	0,02	0,56	0,29	0,74	0,02	0,79	0,02
GISS-ER	0,66	<0,01	0,73	0,06	0,88	<0,01	0,91	<0,01
FGOALS-g1.0	0,50	<0,01	0,53	0,63	0,89	<0,01	0,94	<0,01
INM-CM3.0	0,80	0,02	0,83	0,07	0,84	0,02	0,87	<0,01
IPSL-CM4	0,78	<0,01	0,82	<0,01	0,85	<0,01	0,90	<0,01
MIROC3.2(hires)	0,39	0,44	0,42	0,52	0,57	0,44	0,65	0,35
MIROC3.2(medres)	0,82	<0,01	0,85	0,07	0,86	<0,01	0,89	<0,01
ECHAM5/MPI-OM	0,81	<0,01	0,84	<0,01	0,78	<0,01	0,86	<0,01
MRI-CGCM2.3.2	0,76	0,02	0,79	0,05	0,85	0,02	0,88	<0,01
CCSM3	0,86	0,04	0,91	<0,01	0,83	0,04	0,88	<0,01
PCM	0,34	0,40	0,38	0,58	0,42	0,40	0,47	0,34
CGCM3.1(T47)	0,79	<0,01	0,81	<0,01	0,91	<0,01	0,93	<0,01
CGCM3.1(T63)	0,78	<0,01	0,80	<0,01	0,89	<0,01	0,92	<0,01
UKMO-HadCM3	0,74	<0,01	0,77	<0,01	0,82	<0,01	0,87	<0,01
UKMO-HadGEM1	-	-	-	-	-	-	-	-

Il est de plus remarquable de constater que les modèles couplés actuels reproduisent avec une plus grande fidélité les variations basse fréquence de l'océan Indien que celles de l'océan global, malgré les grandes incertitudes qui concernent les résultats des simulations 20C3M à l'échelle régionale. Ces résultats suggèrent que l'océan Indien est une zone-clé pour le réchauffement de la planète d'origine anthropique.

A partir des résultats de cette analyse préliminaire, il est donc peu probable que le réchauffement observé de l’océan Indien et l’accélération de ce réchauffement dans les décennies récentes soient uniquement d’origine naturelle, ce qui confirme des études antérieures utilisant des techniques entièrement différentes pour la détection du changement climatique (Knutson et al., 1999). L’identification des mécanismes (changements des flux de chaleur à l’interface océan-atmosphère et/ou de la circulation océanique) responsables de cette évolution basse fréquence de l’océan Indien est une question qui commence juste à être abordée dans la littérature (Pierce et al., 2006).

Il est maintenant important de comprendre l’impact de ce réchauffement progressif de l’océan Indien, et plus généralement du réchauffement global, sur la mousson. L’étude de la réponse de la mousson indienne dans le contexte du réchauffement global peut être entreprise dans le même cadre méthodologique. La figure 2.4 présente les termes de tendance T_t d’une série des pluies estivales (juin à septembre) sur le sous-continent indien, d’une part observée (il s’agit de l’indice IMR déjà utilisé au chapitre I.) et, d’autre part issues des simulations couplées 20C3M.

Figure 2.4 : composantes basse fréquence T_t des pluies estivales de mousson indienne de 1860 à 2000, estimées à partir des observations et de l’ensemble des simulations couplées 20C3M réalisées pour le 4^{ème} rapport du GIEC. L’indice IMR de Parthasarathy et al. (1995) est utilisé pour représenter les variations historiques des pluies de mousson indienne. Dans les simulations, l’indice IMR est estimé à partir des précipitations sur les points terre dans la région 70-95°E et 5-30°N.



Les observations, mais aussi l’ensemble des simulations couplées réalisées avec les différents modèles du GIEC, n’indiquent aucune augmentation ou diminution sur le long terme des précipitations de mousson indienne malgré le réchauffement des zones océanique voisines. Ceci est en accord avec les études passées (Pant et Rupa Kumar, 1997). De plus, les tendances des précipitations indiennes estimées à partir des simulations 20^{ème} siècle sont essentiellement décorréées avec la tendance estimée à partir des observations, ce qui suggère que les fluctuations décennales apparentes sur la figure 2.4 (observées et simulées) sont d’origine naturelle (table 2.2).

Table 2.2 : Corrélations des composantes basse fréquence T_t (estimées par la méthode STL) des pluies estivales de mousson indienne de 1860 à 2000 avec les composantes basse fréquence des mêmes séries extraites des différentes simulations 20C3M. Comme dans le tableau 2.1, les calculs ont été faits pour deux valeurs du paramètre nt dans la procédure STL. Les tendances des pluies de mousson indienne estimées avec le paramètre nt fixé à 21 (ans) sont représentées sur la figure 2.4.

	INDIAN MONSOON RAINFALL (IMR; 6-9)			
	nt=11		nt=21	
	Cor	Prob	Cor	Prob
CNRM-CM3	0,01	0,98	0,12	0,75
CSIRO-Mk3.0	-0,09	0,66	-0,20	0,39
GFDL-CM2.0	0,01	0,95	-0,27	0,51
GFDL-CM2.1	0,09	0,47	0,10	0,64
GISS-AOM	0,09	0,47	0,10	0,64
GISS-EH	-0,17	0,48	-0,29	0,08
GISS-ER	0,12	0,80	0,28	0,69
FGOALS-g1.0	0,33	0,32	0,42	0,37
INM-CM3.0	-0,08	0,81	0,06	0,89
IPSL-CM4	0,23	0,71	0,48	0,52
MIROC3.2(hires)	0,22	0,43	0,46	0,47
MIROC3.2(medres)	0,18	0,44	0,18	0,48
ECHAM5/MPI-OM	-0,35	0,31	-0,49	0,23
MRI-CGCM2.3.2	0,21	0,71	0,49	0,58
CCSM3	0,12	0,62	0,45	0,32
PCM	0,13	0,52	0,01	0,99
CGCM3.1(T47)	-0,42	0,06	-0,41	0,37
CGCM3.1(T63)	-0,18	0,69	-0,15	0,80
UKMO-HadCM3	0,09	0,56	0,19	0,51
UKMO-HadGEM1	0,11	0,68	0,30	0,24

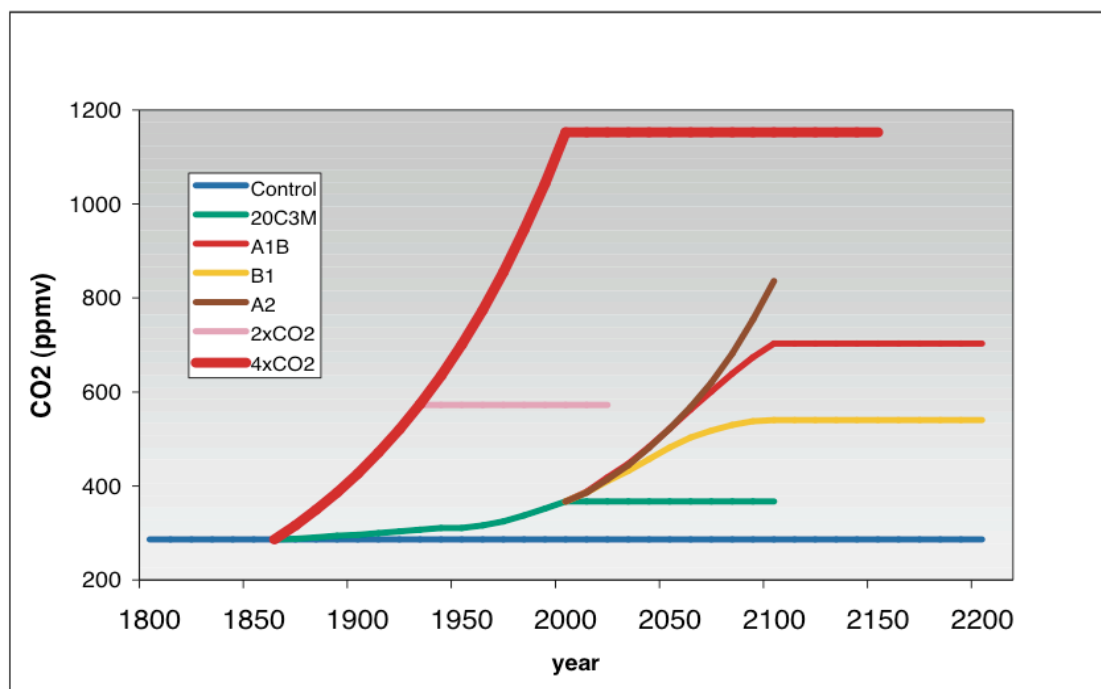
Nous reviendrons sur ces oscillations dans le paragraphe suivant traitant de la variabilité décennale de la mousson. Un dernier fait marquant sur cette figure est que la grande majorité des modèles couplés participant 4^{ème} rapport du GIEC ont tendance à sous-estimer en moyenne les précipitations de mousson indienne sur le continent, ce qui est consistant avec les résultats présentés dans le chapitre I.

Autrement dit, bien que l'intensification à long terme du cycle hydrologique global en réponse à l'accroissement de l'effet de serre ne fait plus guère de doute, les précipitations de mousson, observées et simulées, ne montrent aucune tendance significative sur l'ensemble du 20^{ème} siècle (figure 2.4), ce qui peut sembler paradoxal à première vue. Ces deux résultats ne sont cependant pas nécessairement contradictoires: outre l'augmentation de la vapeur d'eau dans l'atmosphère, le réchauffement de l'océan Indien tropical peut aussi avoir des conséquences importantes sur la circulation atmosphérique estivale, car la convergence d'humidité est favorisée à proximité des régions océaniques où la TSO est maximale (Lindzen et Nigam, 1987). L'intensification de la piscine d'eau chaude de l'océan Indien équatorial peut donc favoriser la convergence d'humidité et la convection au dessus de l'océan, au détriment du développement de la ZCIT continentale pendant l'été boréal, et conduire ainsi à la stabilité, voire à la diminution, des précipitations de mousson sur l'Inde malgré l'augmentation de l'humidité spécifique dans l'atmosphère (Chandrasekar et Kitoh, 1998; May, 2002). Par ailleurs, les températures observées sur le sous-continent indien ont aussi connu un réchauffement significatif au cours du dernier siècle (Terray, 1994; Rupa Kumar et al., 1994). Ce réchauffement est sensiblement équivalent à celui enregistré au dessus des zones océaniques voisines au cours des dernières décennies (Terray, 1994; Kumar et al., 2004). Par conséquent, le gradient thermique dans le fuseau indien, qui est un ingrédient fondamental du système de mousson (cf. chapitre I), est resté relativement constant malgré ces évolutions basse fréquence des températures océaniques et continentales, ce qui peut à

nouveau expliquer cette stabilité des pluies de mousson à la fin du 20^{ème} siècle. Enfin, ce résultat est aussi en accord avec la diminution observée des précipitations tropicales continentales (à l'échelle globale) pendant la seconde moitié du 20^{ème} siècle et cela en dépit de l'accélération du réchauffement de la planète (Kumar et al., 2004).

Cette relative stabilité des pluies estivales au dessus du sous-continent indien au cours du dernier siècle et cette insensibilité (au premier ordre) aux changements observés de la TSO de l'océan Indien sont elles le signe que la mousson indienne ne sera que peu affectée par le changement climatique futur? La perspective d'un impact du réchauffement global sur la mousson asiatique reste néanmoins une question très préoccupante pour les populations concernées. En effet, la longue saison sèche qui caractérise la mousson rend les ressources en eau à l'échelle annuelle extrêmement dépendantes des pluies estivales et même une variation modeste des pluies de mousson peut avoir des conséquences dramatiques sur l'économie des pays concernés. Là encore, les simulations climatiques basées sur les différents scénarios d'émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols sulfatés, réalisées pour le 4^{ème} rapport du GIEC, représentent la seule alternative pour fournir des éléments de réponse à cette question (figure 2.5).

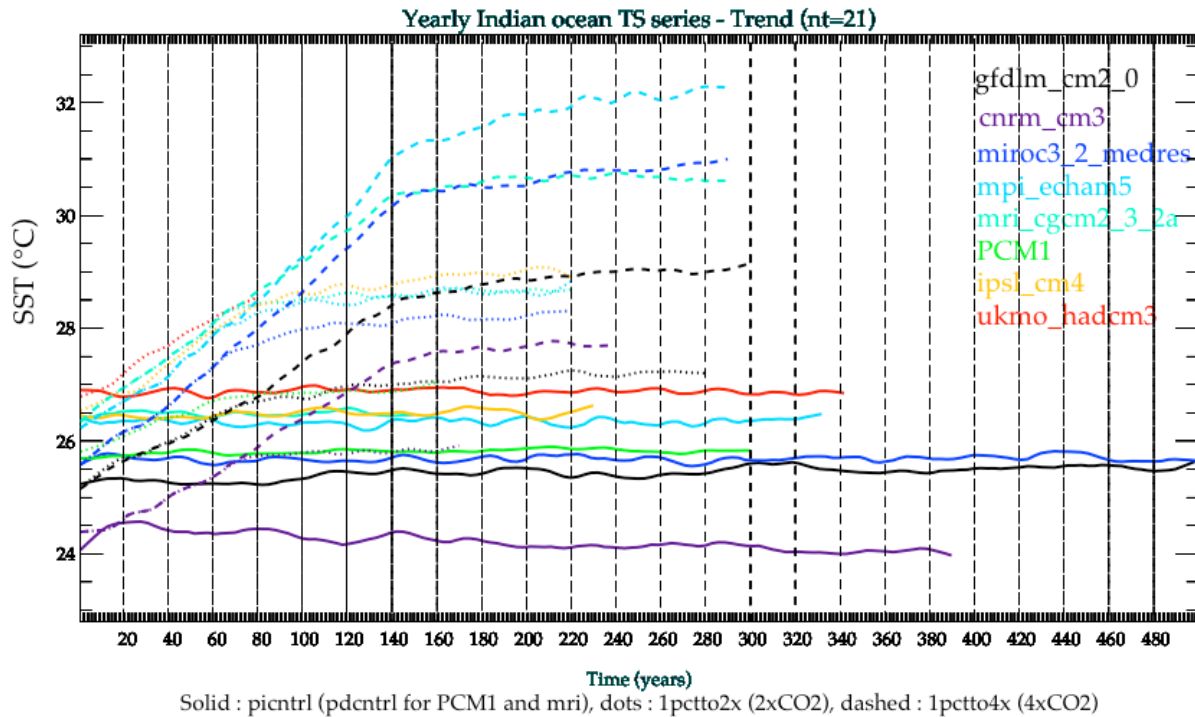
Figure 2.5 : Scénarii d'émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols sulfatés, estimés à partir d'hypothèses sur les évolutions démographiques et économiques au cours du 21^{ème} siècle (A2, A1B, B1), utilisés dans les projections climatiques effectuées pour le 4^{ème} rapport du GIEC. Ces scénarios sont complétés par des simulations de stabilisation, mais aussi d'évolution idéalisée de la concentration des gaz à effet de serre qui ne tiennent pas compte du rôle des aérosols sulfatés (2xCO2 et 4xCO2). D'après Royer et al. (2006).



Par souci de simplicité, on se cantonnera dans un premier temps à l'analyse de la réponse de la mousson indienne et de l'océan Indien dans les simulations avec un accroissement idéalisé du gaz carbonique de 1% par an et stabilisation après doublement (2xCO2 ou 1pctto2x dans la terminologie du GIEC) et quadruplement (4xCO2 ou 1pctto4x) du gaz carbonique dans l'atmosphère, réalisées avec les différents modèles du GIEC déjà utilisés au chapitre I. Nous illustrerons ensuite, à partir des résultats obtenus avec les modèles couplés français (les modèles de Météo-France et de l'IPSL), l'ambiguïté et les incertitudes qui résultent inévitablement de l'emploi de différents scénarii d'émissions de gaz à effet de serre pour élucider cette question.

Une décomposition STL a aussi été employée pour obtenir une estimation robuste des tendances des différentes séries pluviométriques et de TSO issues des simulations avec un accroissement idéalisé du gaz carbonique (figures 2.6 et 2.7).

Figure 2.6 : Composantes basse fréquence T_t des TSOs de l’océan Indien tropical dans les simulations de contrôle (picntrl/pdcntrl), avec doublement (1pctto2x) et quadruplement (1pctto4x) du gaz carbonique réalisées par un sous-ensemble de huit modèles couplés participant au 4^{ème} rapport du GIEC.

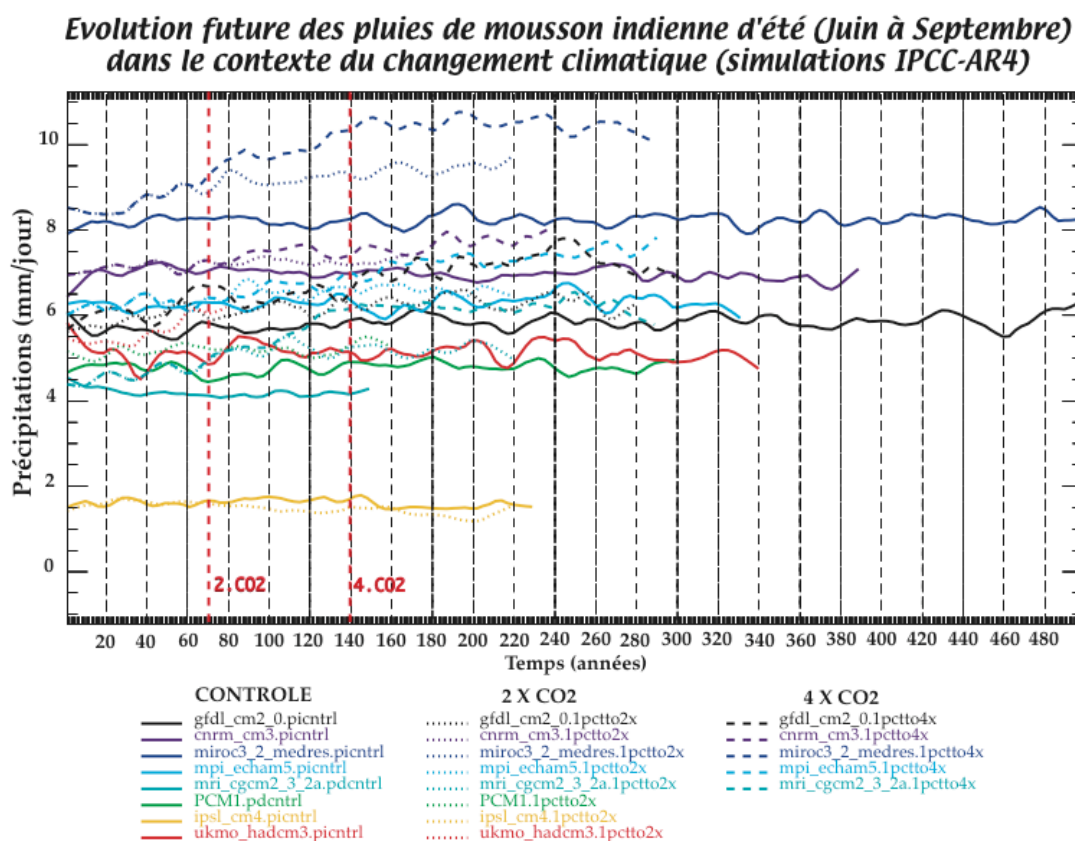


La réponse de l’océan Indien est claire et systématique. Elle consiste en un réchauffement significatif de la simulation de contrôle aux simulations idéalisées avec doublement (1pctto2x) et quadruplement (1pctto4x) de la concentration du gaz carbonique pour l’ensemble des modèles analysés (figure 2.6). De plus, la stabilisation de la concentration du gaz carbonique (celle-ci se produit, respectivement, après 70 et 140 ans dans les simulations 1pctto2x et 1pctto4x) ne suffit pas à maintenir la TSO de l’océan Indien et celui-ci continue à se réchauffer d’autant plus fortement que le niveau de stabilisation est élevé en raison de l’inertie du système climatique. Cette évolution progressive se retrouve dans tous les modèles couplés utilisés, si bien que l’évolution de la TSO de l’océan Indien dans une simulation peut se déduire, en première approximation, des résultats obtenus avec les autres modèles.

La réponse de la mousson indienne dans ces simulations idéalisées est, par contre, plus complexe et variable, ce qui est en accord avec les résultats des simulations 20C3M (figure 2.7). La majorité des modèles indique une augmentation des précipitations de mousson indienne dans les simulations 1pctto2x et 1pctto4x par rapport aux simulations de contrôle. Cependant, l’amplitude et l’évolution des anomalies simulées sont très variables d’un modèle à l’autre, alors que les scénarios d’émissions utilisés dans ces simulations sont strictement identiques. Ceci illustre à nouveau la forte variabilité décennale d’origine naturelle qui affecte ces simulations couplées de la mousson indienne, malgré la simplicité et “la brutalité” du forçage pris en compte dans ces simulations idéalisées. Cette caractéristique rend encore plus difficile, voire aléatoire, la détection du changement climatique sur l’intensité des précipitations de mousson indienne dans des simulations basées sur des scénarii moins simplistes, comme nous allons l’illustrer ci-dessous (figures 2.8 et 2.9). De plus, certains modèles,

comme celui de l'IPSL, suggèrent un résultat opposé avec une diminution des précipitations estivales (figure 2.7). La réponse de la mousson indienne dans un modèle particulier ne peut donc être déduite des autres modèles, à l'inverse de la réponse des températures (figure 2.6), et il est important de mieux comprendre les raisons de cette diversité des résultats obtenus pour réduire les incertitudes quant à l'évolution du cycle hydrologique de la mousson indienne au cours du 21^{ème} siècle.

Figure 2.7 : Composantes basse fréquence T_t des pluies estivales de mousson indienne dans les simulations de contrôle (picntrl/pdcntrl), avec doublement (1pctto2x) et quadruplement (1pctto4x) du gaz carbonique réalisées par un sous-ensemble de huit modèles couplés participant au 4^{ème} rapport du GIEC.



Il est probable que cette large plage d'incertitudes provient en premier chef des différentes paramétrisations et approximations utilisées dans les modèles de climat. En effet, bien que basés sur les mêmes lois physiques, les différents modèles couplés participant au GIEC diffèrent par les traitements des équations et par les paramétrisations, parfois grossières, utilisées pour représenter les phénomènes de petite échelle (nuages, interactions entre l'atmosphère et la végétation, etc.) qui jouent un rôle particulièrement important dans l'occurrence et l'intensité des précipitations, en particulier celles associées à la mousson indienne. La grande disparité des résultats concernant l'évolution de la mousson illustre donc avant tout la difficulté que les modèles de climat (compte tenu de leur résolution actuelle) ont à représenter ces processus de petite échelle qui jouent un rôle si déterminant sur l'amplitude et la répartition géographique des précipitations. Un tel constat, qui relève de l'évidence, ne permet cependant pas de mieux appréhender la question des incertitudes.

Une approche plus pragmatique, mais aussi plus fructueuse, pour réduire ces incertitudes sur le climat futur consiste à mettre en relation la difficulté des modèles de climat à reproduire les caractéristiques observées de la mousson indienne (cf. Chapitre I) avec la disparité des résultats obtenus dans les projections climatiques (Douville et al., 2006).

Pour illustrer l'intérêt de ce type d'études, les figures 2.8 et 2.9 présentent une analyse détaillée de l'évolution de différents indices dynamiques et pluviométriques de la mousson indienne dans les scénarios climatiques A2, A1B et B1 (figure 2.5) réalisés avec les modèles de climat français (les

modèles de Météo-France et de l'IPSL), alors que la figure 2.10 présente le cycle annuel de ces différents indices, tel qu'il est restitué à la fin du 20^{ème} siècle (période 1971-2000) dans les simulations 20C3M et dans les observations (il s'agit d'un travail réalisé en collaboration avec Hervé Douville du CNRM dans le cadre du projet ESCRIME). Dans la mesure où ces deux modèles se comportent d'une façon extrêmement différente dans les scénarios climatiques idéalisés présentés sur la figure 2.7 (le modèle de Météo-France indiquant une augmentation des précipitations de mousson indienne et celui de l'IPSL à l'inverse une diminution), il est instructif de confronter ces évolutions à long terme des précipitations avec la validation de la mousson dans ces deux modèles de climat. Rappelons, par ailleurs, que la répartition géographique des précipitations de mousson simulées par ces deux modèles a été illustrée au chapitre I (figure 1.16).

Une multitude d'indices dynamiques ont été proposés pour caractériser la variabilité de la mousson asiatique et ce problème est une source de controverses récurrentes dans la littérature (Webster et Yang, 1992; Kawamura, 1998; Wang et Fan, 1999; Goswami et al., 1999; Lau et al., 2000; Wang et al., 2001; Terray et al., 2003). Malgré cette grande diversité, on peut définir schématiquement trois grandes catégories d'indices de circulation: la première catégorie traduit les fluctuations d'intensité de la circulation zonale de mousson (cisaillement du vent zonal entre les basses (850 hPa) et hautes (200 hPa) couches de la troposphère, U-shear sur les figures 2.8 à 2.10), la seconde l'intensité de la circulation de Hadley inverse dans le fuseau indien (cisaillement du vent méridien entre les basses (850 hPa) et hautes (200 hPa) couches de la troposphère, V-shear sur les figures 2.8 à 2.10) et, enfin, la troisième le creusement du thalweg de mousson [anomalies de vorticité dans les basses couches (850 hPa), IMI sur les figures 2.8 à 2.10]. La définition des deux premiers indices (U-shear et V-shear) repose sur la constatation que le flux de mousson peut être considéré comme une réponse barocline de l'atmosphère à une source de chaleur localisée au-dessus de la région asiatique (Matsuno, 1966 ; Gill, 1980). L'indice U-shear est aussi en relation directe avec le gradient thermique méridien dans le fuseau indien d'après la théorie géostrophique.

Figure 2.8 : Indices pluviométrique et dynamiques de la mousson indienne dans les scénarios climatiques A2, A1B et B1 réalisés avec le modèle de Météo-France (CNRM). U-shear correspond à l'indice dynamique de Webster et Yang (1992), V-shear à l'indice de Goswami et al. (1999) et IMI à l'indice de Wang et al. (2001). En ce qui concerne les observations, les indices sont calculés à partir des données du CRU2 (précipitations) et des réanalyses atmosphériques ERA40. Les différentes séries calculées à partir des simulations ont été lissées avec un filtre basse-bas (une moyenne glissante de 11 termes) pour faire ressortir les tendances à long terme. Communication Hervé Douville.

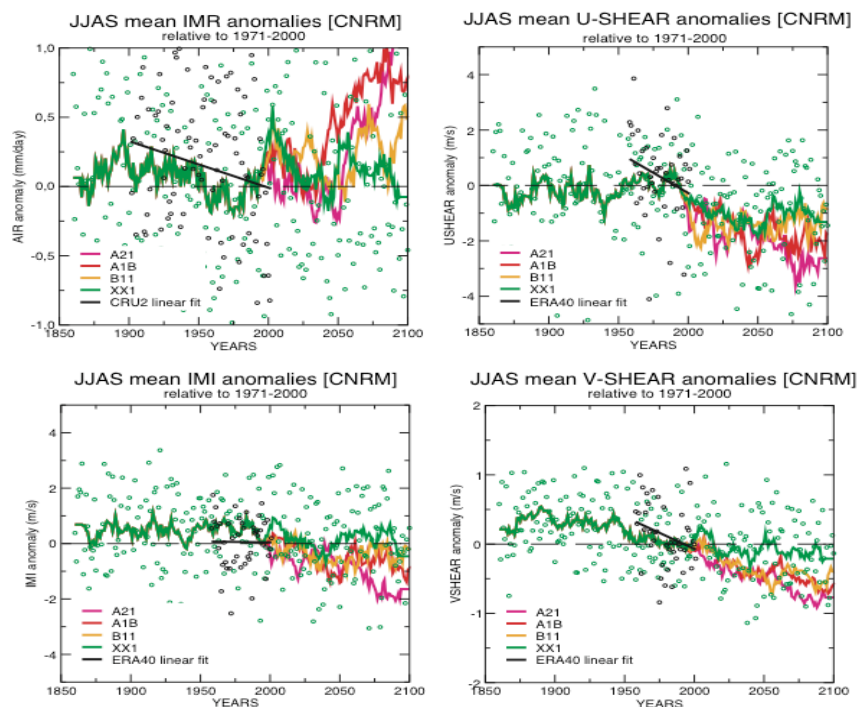


Figure 2.9 : Indices pluviométrique et dynamiques de la mousson indienne dans les scénarios climatiques A2, A1B et B1 réalisés avec le modèle de l'IPSL. Les conventions sont les mêmes que sur la figure 2.8. Communication Hervé Douville.

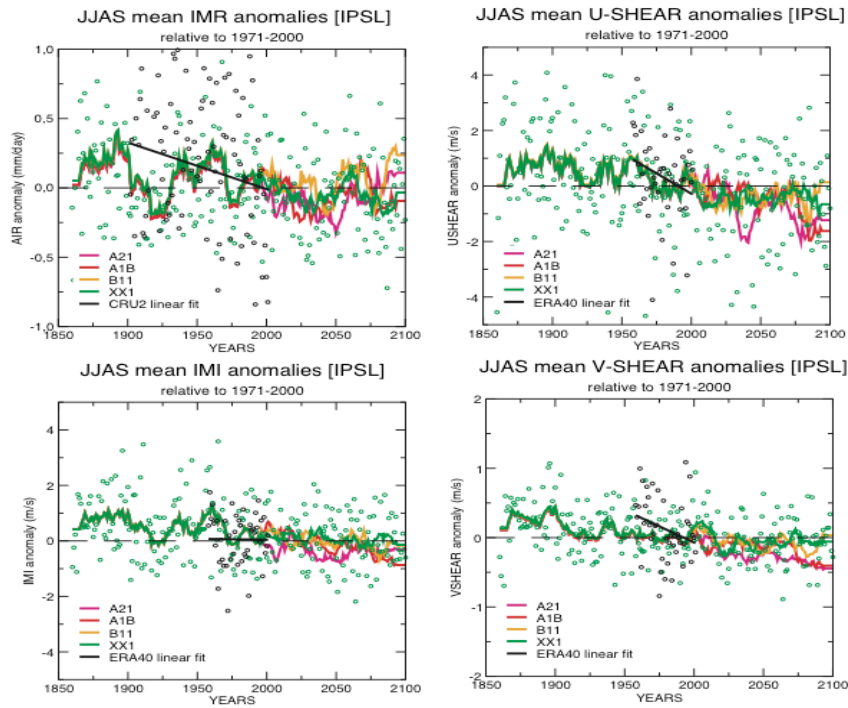
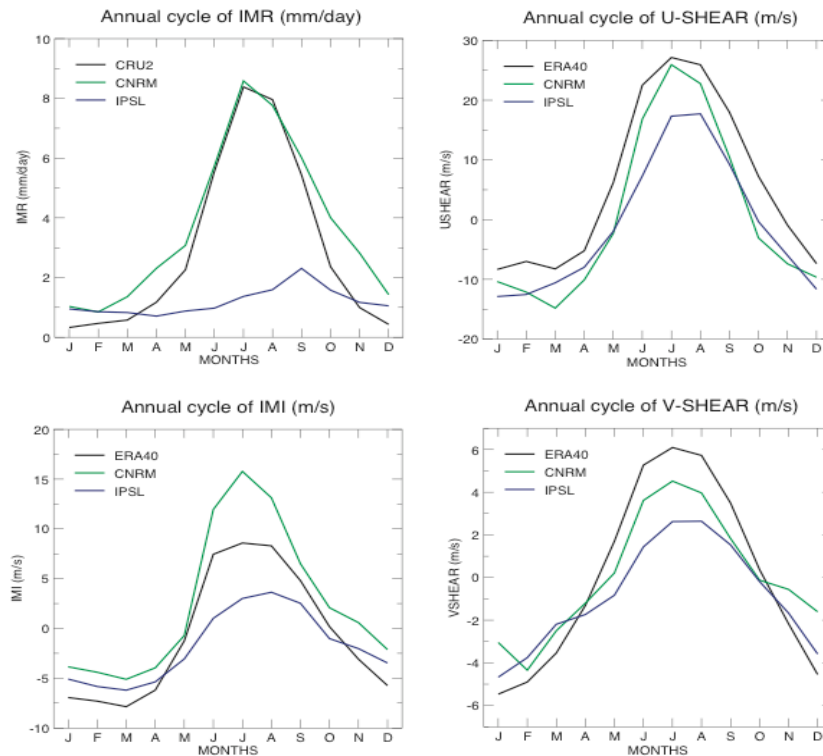


Figure 2.10 : Cycle annuel des indices pluviométrique et dynamiques de la mousson indienne dans les simulations 20C3M réalisées avec les modèles de Météo-France et de l'IPSL, et les observations. La période de référence pour le calcul des climatologies dans les simulations et les observations est la période 1971-2000. En ce qui concerne les observations, les indices sont calculés à partir des données du CRU2 (précipitations) et des réanalyses atmosphériques ERA40 (vent).



Ces trois types d'indice se complètent mutuellement pour caractériser la variabilité de la mousson, mieux comprendre les processus physiques sous-jacents, mais aussi valider les modèles de climat. Précisons, enfin, que les versions “interannuelles” de ces différents indices dynamiques (illustrées sur les figures 2.8 et 2.9) ont été calculées en utilisant la climatologie estimée sur la période de référence 1971-2000 et avec une normalisation des différentes composantes avant le calcul du cisaillement du vent (division par l'écart-type calculé aussi sur la période 1971-2000).

La confrontation du cycle annuel des différents indices simulés par les deux modèles avec les observations suggère la forte dépendance de la réponse de la mousson indienne dans les scénarios climatiques à l'aptitude des modèles couplés à reproduire les caractéristiques observées de la mousson. En effet, le modèle de Météo-France reproduit raisonnablement le cycle annuel des différents indices dynamiques et pluviométriques, ce qui n'est pas le cas du modèle de l'IPSL dans lequel les pluies et la circulation de mousson de grande échelle sont beaucoup trop faibles (figure 2.10). Ce résultat n'est pas surprenant compte tenu de la mauvaise climatologie des précipitations estivales simulées par ce modèle sur le sous-continent indien (figure 1.16). Cette analyse permet ainsi de discréditer les résultats obtenus à partir du modèle de l'IPSL (en ce qui concerne la mousson indienne), ce qui réduit sensiblement la plage des incertitudes initialement suggérée par la figure 2.7 et confirme l'intensification probable des précipitations de la mousson indienne simulée par les autres modèles en réponse à l'accroissement de l'effet de serre.

Cet exemple “simpliste” suggère ainsi une approche possible pour réduire les incertitudes liées à chaque scénario d'émissions. On peut, en effet, imaginer de pondérer les résultats de chaque modèle en fonction de la qualité de ces modèles (Collins et al., 2005), mais le choix du système de pondération reste problématique et à ce stade arbitraire: par exemple doit-on tenir compte de la climatologie et/ou de la variabilité de chaque modèle et ceci à l'échelle globale ou régionale pour construire cette métrique? Le débat ne fait que commencer sur ces questions.

Par ailleurs, les différents indices dynamiques de mousson introduits ci-dessus vont nous permettre de mieux comprendre les processus physiques expliquant l'évolution à long terme des pluies de mousson dans les différents scénarios climatiques. En effet, ces indices permettent de caractériser autrement la mousson, en faisant ressortir les anomalies de la circulation de mousson, en surface et en altitude, associées à la variabilité des pluies (Wang et Fan, 1999). Ils facilitent ainsi l'étude des liens entre la mousson et le changement climatique en distinguant la contribution de la dynamique (c'est à dire l'affaiblissement ou l'intensification de la circulation de mousson à grande échelle) dans la réponse du cycle hydrologique de la mousson au changement global.

Dans ce contexte, un fait paradoxal est que l'augmentation des précipitations de mousson en réponse à l'augmentation du gaz carbonique s'accompagne d'un affaiblissement sensible de la circulation de mousson de grande échelle (figure 2.8). Ce résultat semble robuste puisqu'il se retrouve sur les trois indices dynamiques considérés, les différents scénarios, mais aussi les deux modèles de climat français. Il est aussi consistant avec la plupart des études récentes sur le sujet (Kitoh et al., 1997; May, 2002, 2004; Meehl et Arblaster, 2003; Ashrit et al., 2003; Douville et al., 2006; Ueda et al., 2006). Autrement dit, l'augmentation des pluies estivales sur l'Inde, en réponse à l'accroissement de l'effet de serre, n'est pas en relation avec une intensification de la circulation de mousson de grande échelle (ni de l'évaporation “locale” au dessus du sous-continent indien; Ashrit et al., 2003), mais résulte surtout de l'effet thermodynamique dont nous avons parlé plus haut: l'accélération du transport de vapeur d'eau de l'océan vers le sous-continent indien, en raison de l'augmentation du contenu en eau précipitable dans une atmosphère plus chaude (May, 2002 ; Meehl et Arblaster, 2003; Ashrit et al., 2003; Ueda et al., 2006). Les conclusions de ces études sont néanmoins en contradiction avec les résultats d'études plus anciennes, la plupart réalisées avant l'année 2000, qui attribuaient cette augmentation des précipitations à une intensification de la circulation de grande échelle, elle même en relation avec l'augmentation du gradient thermique entre le continent asiatique et les océans voisins dans le contexte du changement climatique (Meehl et Washington, 1993; Bhaskaran et al., 1995; Hu et al., 2000). Cette diversité de résultats illustre à nouveau combien les incertitudes restent grandes et

combien la réponse du cycle hydrologique de la mousson aux forçages anthropiques est difficile à quantifier précisément dans la génération actuelle des modèles de climat.

Finalement, cette réponse est d'autant plus difficile à quantifier que la signature hydrologique de la mousson dans le contexte du changement global ne peut être déduite de l'évolution de la circulation de mousson simulée dans les modèles de climat et dépend de détails subtiles dans la formulation de ces modèles. Ainsi, les deux modèles couplés français suggèrent un affaiblissement de la circulation de mousson de grande échelle, mais une réponse de signe opposé en ce qui concerne les précipitations de mousson (figures 2.8 et 2.9). Ces résultats sont aussi consistants avec des analyses antérieures qui suggèrent que les changements dans le transport de vapeur d'eau vers l'Inde et dans l'évaporation locale sur les terres jouent un rôle fondamental dans la réponse des modèles (Kitoh et al., 1997; Douville et al., 2000; Ashrit et al., 2003).

En fonction de ces résultats (qui sont l'objet d'une publication en cours de rédaction), on peut concevoir que la mousson indienne pourrait devenir plus active avec des précipitations estivales plus importantes dans le futur en raison du changement climatique d'origine anthropique. Mais la forte disparité des résultats obtenus à partir des différents modèles de climat participant au 4^{ème} rapport d'évaluation du GIEC montre qu'il est impossible de chiffrer quantitativement cette évolution et que les incertitudes sur l'avenir restent très (trop ?) importantes. Au delà de la difficulté des modèles à reproduire la mousson et des inconnues liées aux différents scénarios d'émissions de gaz à effet de serre que nous venons d'illustrer (figures 2.8 et 2.9), il existe aussi des incertitudes plus fondamentales qui concernent le rôle des aérosols (Mitchell et Johns, 1997; Liepert et al., 2004; Ramanathan et al., 2006), la nature exacte de la réponse de l'ENSO au réchauffement global (Barsugli et al., 2006; Douville, 2006) et dans une moindre mesure les rétroactions liées aux surfaces continentales (Douville et al., 2000). Certaines simulations incluant les effets des aérosols sulfatés suggèrent ainsi que ce forçage pourrait limiter l'impact de l'augmentation du gaz carbonique et rendrait ainsi encore plus aléatoire la détection de la réponse de la mousson indienne dans les projections climatiques (Mitchell et Johns, 1997). De plus, des études récentes ont suggéré que les aérosols qu'ils soient d'origine naturelle ou anthropique, ont un impact significatif sur la variabilité interannuelle de la mousson, en modulant l'intensité du gradient de température entre terre et océan qui préconditionne la mousson au printemps ou en réchauffant la basse troposphère au dessus du Nord de l'Inde pendant l'été (Menon et al., 2002; Lau et al., 2006). Malheureusement, la paramétrisation des effets directs et indirects des aérosols dans les modèles de climat et l'étude de leurs impacts sur le cycle hydrologique et la variabilité des climats de mousson n'en sont qu'à un stade embryonnaire. De telles études permettront certainement de mieux comprendre le lien entre la variabilité de la mousson et le changement global à l'avenir.

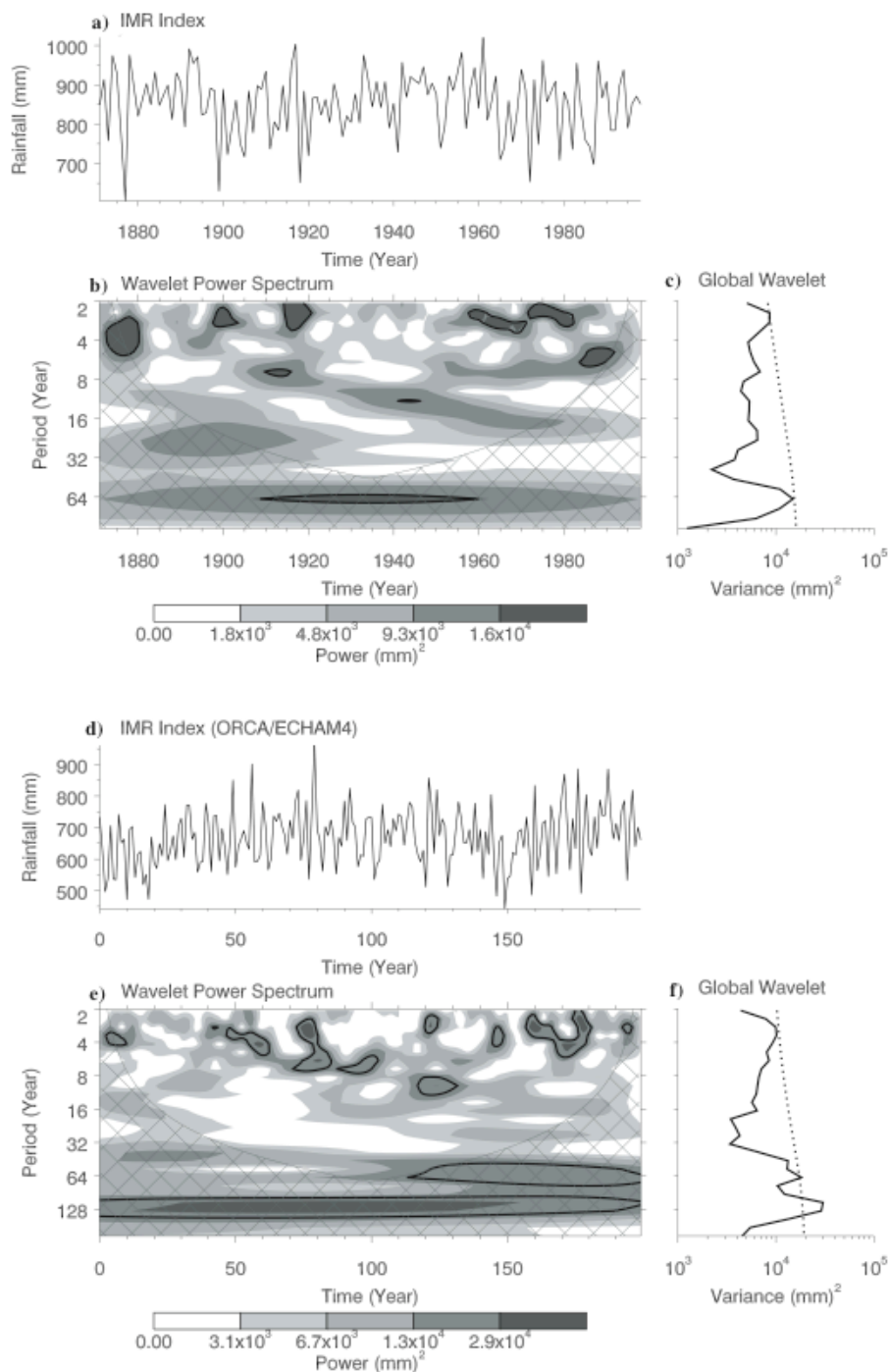
Une tâche prioritaire pour l'avenir est de réduire toutes ces incertitudes et de mieux contraindre la réponse hydrologique des modèles de climat (Douville et al., 2006 ; Douville et Terray, 2006).

2.c Variabilité décennale de la mousson indienne

De nombreuses études ont suggéré l'existence de modes de variabilité décennale de la mousson asiatique à partir des observations (Mooley et Parthasarathy, 1984; Kripalani et al., 1997; Metha et Lau, 1997; Krishnamurthy et Goswami, 2000; Torrence et Webster, 1999). Comme nous venons de l'illustrer, la série des pluies de mousson indienne semble peu sensible au changement climatique d'origine anthropique au cours du 20^{ème} siècle, mais est structurée par des oscillations basse fréquence avec une périodicité de l'ordre de 55-60 ans (Terray, 1995; Krishnamurthy et Goswami, 2000; Terray et al., 2003).

Pour confirmer la réalité de cette oscillation basse fréquence, la figure 2.11 présente l'analyse en ondelettes de la série des pluies de mousson d'été (juin à septembre) en Inde estimée à partir des observations (Parthasarathy et al., 1995) et de 200 ans d'une simulation de contrôle réalisée avec le modèle couplé SINTEX déjà utilisé au Chapitre I (pour la simulation, il s'agit de la région IMR définie dans la section 1.e).

Figure 2.11 : Analyse spectrale en ondelettes des indices IMR observé et simulé par le modèle couplé SINTEX. les indices observé et simulé sont représentés, respectivement, en (a) et (b). Les spectres représentés en (b), (c), (e) et (f) sont basés sur l'ondelette de Morlet (Torrence et Compo, 1998). Les figures (b) et (e) représentent le spectre de puissance en ondelettes des séries. Les seuils entre les nuances de gris ont été choisis de telle façon que 75%, 50%, 25% et 5% de l'énergie est concentrée au dessus de chaque seuil respectif pour un pas de temps donné. La région hachurée représente le cône d'influence dans lequel la variance de la série a été réduite suite à l'extension de la série avec des zéros pour calculer les convolutions. Les résultats sont donc sujet à caution dans la zone hachurée. Les contours soulignés représentent les régions significatives au seuil de 10%, dans l'hypothèse que le signal est généré par un processus autorégressif d'ordre 1. Enfin, les figures (c) et (f) présentent le spectre de puissance en ondelettes «global» des séries, qui donne la répartition de l'énergie du signal en fonction des différentes périodicités et qui est l'analogue d'un spectre classique. Les pics significatifs au seuil de 10% sont aussi indiqués par une ligne pointillée, en utilisant les mêmes hypothèses que pour les spectres en ondelettes. D'après Terray et al. (2005a).



En ce qui concerne l'indice IMR observé, les décennies entre 1870 et 1900 et entre 1930 et 1960 ont connu en général des précipitations supérieures à la normale pour l'ensemble du sous-continent indien et la fréquence des inondations a augmenté pendant ces deux périodes (figures 2.11.a et 2.12; Kripalani et Kulkarni, 1997). D'une manière symétrique, les périodes 1901-1930 et 1971-2000 sont marquées par des déficits pluviométriques et des sécheresses plus fréquentes. L'analyse spectrale en ondelettes (Torrence et Compo, 1998) a été utilisée pour confirmer cette inspection visuelle des séries et extraire les périodicités dominantes structurant ces séries temporelles (figures 2.11.b, c, f et g).

Il est remarquable de constater que les résultats obtenus à partir des observations et de la simulation couplée sont très similaires. Les indices pluviométriques de mousson sont structurés par une oscillation quasi-bisannuelle intermittente qui est significative avec un seuil de confiance de 90% (nous reviendrons au paragraphe suivant sur cette périodicité), mais possèdent aussi des périodicités plus longues de l'ordre de 60 ans qui sont aussi significatives au seuil de confiance de 90%. Cette analyse permet donc de confirmer l'existence d'une oscillation basse fréquence de la mousson indienne. La simulation SINTEX n'inclue pas comme forçage externe l'augmentation des émissions de gaz à effet de serre dans l'atmosphère ou les variations observées de la constante solaire et de l'activité volcanique. Dans ces conditions, le fait que ce modèle couplé soit capable de reproduire une variabilité décennale très similaire à celle observée dans la réalité, suggère que cette oscillation décennale représente un mode couplé océan-atmosphère "naturel". Delworth et al. (1993), Delworth et Mann (2000) et Meehl et Hue (2006) ont aussi montré en utilisant un modèle couplé océan-atmosphère global que les interactions océan-atmosphère pouvaient donner naissance à des oscillations climatiques avec de telles périodicités.

La structure spatio-temporelle de la variabilité décennale de la mousson est encore peu documentée et les mécanismes responsables de ces oscillations sont encore plus mal compris que ceux générant les oscillations intrasaisonnières ou interannuelles de la mousson indienne. Goswami (2005a) a montré que l'évolution des températures minimales et maximales pendant l'été boréal connaissait des variations décennales consistantes avec celles observées sur les précipitations, après élimination de la tendance linéaire de ces séries (tendance traduisant le changement climatique d'origine anthropique discuté dans la section 2.b). Cette oscillation avec une périodicité de l'ordre de 60 ans a aussi été détectée dans des proxies des pluies de mousson indienne enregistrés dans les sédiments de la mer d'Arabie (Agnihotri et al., 2002) et se retrouve également sur les séries pluviométriques dans la partie est de la Chine (Goswami, 2005a).

L'existence d'oscillations décennales dans la variabilité ENSO a aussi été documentée par de nombreux auteurs (Graham, 1994; Zhang et al., 1997; etc.). Torrence et Webster (1999) et Krishnamurthy et Goswami (2000) ont par ailleurs observé que les indices ENSO classiques tels que l'indice de l'Oscillation Australe ou les TSOs dans la région Niño3 (170-90°W, 5°S-5°N) connaissent des fluctuations décennales avec une périodicité similaire, mais en opposition de phase avec les anomalies de pluies de mousson indienne (figure 2.12).

Les périodes connaissant des pluies excédentaires (déficitaires) sont ainsi marquées par des TSOs relativement froides (chaudes) dans l'est du Pacifique équatorial à l'échelle décennale. De plus, la variabilité interannuelle de l'ensemble du système mousson-ENSO semble moduler à l'échelle décennale comme l'illustre la figure 2.13 qui présente les variations décennales de la variance des pluies de mousson indienne et des TSOs en juin-septembre dans la région Niño3.

Ces différents résultats donnent un certain crédit à l'existence d'un mode de variabilité (naturelle) multidécennale de l'ensemble du système mousson-ENSO (Torrence et Webster, 1999; Krishnamurthy et Goswami, 2000).

Figure 2.12 : Séries centrées-réduites des pluies de mousson (IMR = pluies de juin à septembre) et des TSOs en juin-septembre dans la région Niño3 (170°W-90°W, 5°S-5°N). Les courbes représentent ces séries après application d'un filtre basse-pass (moyenne glissante de 11 ans). D'après Krishnamurthy et Goswami (2000).

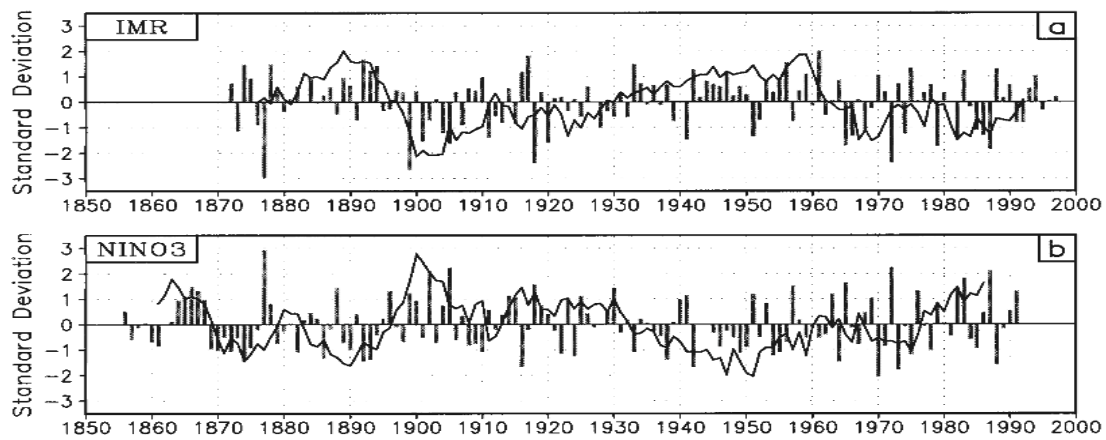
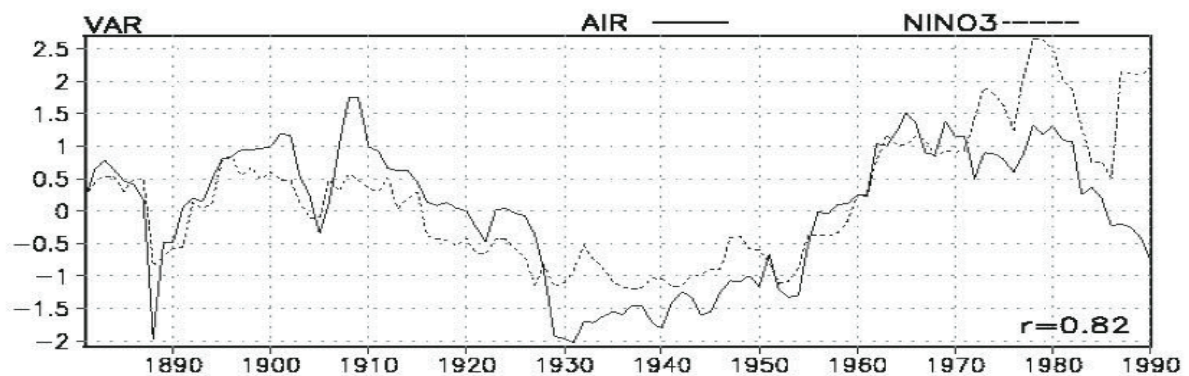


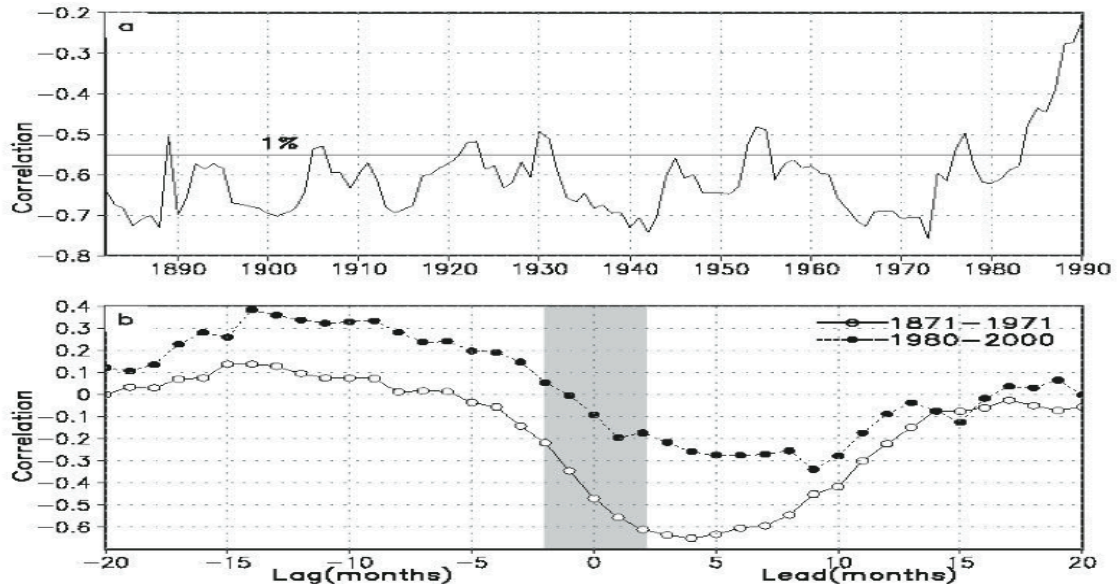
Figure 2.13 : variabilité décennale de la variance des séries centrées-réduites des pluies de mousson (AIR = pluies de juin à septembre) et des TSOs en juin-septembre dans la région Niño3 (170°W-90°W, 5°S-5°N) en utilisant une fenêtre de 15 ans. D'après Goswami (2005).



Dans la mesure où la fréquence des sècheresses (inondations) estivales augmente pendant les phases sèches (humides) de l'oscillation multidécennale de la mousson indienne (Kripalani et Kulkarni, 1997), la prévision des différentes phases de cette oscillation est en elle-même d'un intérêt économique et humain considérable. Cette variabilité décennale est aussi importante car elle influence significativement la prévisibilité saisonnière de la mousson indienne (Goswami, 2004). Un exemple illustrant bien le rôle de cette variabilité décennale dans le contexte de la prévision de la mousson est fourni par les changements récents des prédicteurs employés dans les schémas statistiques de prévision à longue échéance des pluies de mousson estivales de l'Indian Meteorological Department (Thapliyal et Rajeevan, 2003; Rajeevan et al., 2004). Ces changements résultent de la constatation que la corrélation entre la série des pluies de mousson indienne et ses prédicteurs varie à l'échelle décennale. Cette variabilité décennale limite ainsi considérablement l'intérêt des schémas statistiques de prévision de la mousson, car un ensemble de prédicteurs valides pour une certaine période, peut perdre ensuite toute sa pertinence et conduire à des prévisions erronées (DelSole et Shukla, 2002; Thapliyal and Rajeevan, 2003).

Cette modulation décennale de la relation entre les pluies de mousson et ses prédicteurs est particulièrement bien illustrée par les fluctuations d'intensité de la corrélation entre les pluies de mousson indienne et l'ENSO (Torrence et Webster, 1999). Cette corrélation a changé de nature et s'est dégradée dans la période récente (figure 2.14).

Figure 2.14 : (a) Corrélations des séries des pluies de mousson (IMR \square pluies de juin à septembre) et des TSOs en juin-septembre dans la région Niño3 (170-90°W, 5°S-5°N) en utilisant une fenêtre de 21 ans. La ligne horizontale indique le seuil de confiance de 99%. (b) Corrélations décalées entre l'indice IMR et les séries mensuelles des TSOs dans la région Niño3 calculées sur les périodes 1871-1971 et 1980-2000. D'après Goswami (2005a).



La question importante, non résolue jusqu'à présent, est de déterminer si cet affaiblissement des relations entre la mousson indienne et l'ENSO à l'échelle interannuelle au cours des dernières décennies (plus précisément à partir du saut climatique de 1976-77, cf. figure 2.14) résulte d'un changement de phase de ce mode décennal (Krishnamurthy et Goswami, 2000), du changement climatique d'origine anthropique (Kumar et al., 1999) ou n'est que la conséquence de la nature stochastique du système mousson-ENSO qui implique inévitablement l'existence d'une variabilité basse fréquence dans la relation entre deux indices climatiques tels que les pluies de mousson indienne et les TSOs dans la région Niño3 (Gershunov et al., 2001). Nous reviendrons dans la section suivante sur ces changements de la relation entre la mousson et l'ENSO qui sont actuellement l'objet d'importantes controverses dans la littérature (Kumar et al., 1999; Krishnamurthy et Goswami, 2000; Gershunov et al., 2001; Chang et al., 2001; Kinter et al., 2002; Van Oldenborgh et Burgers, 2005). Quoi qu'il en soit, la variabilité décennale du système mousson-ENSO influence significativement la prévisibilité saisonnière de la mousson indienne par des méthodes empiriques, en modulant sa variabilité interannuelle et les téléconnexions associées (Torrence et Webster, 1999; Terray et Dominiak, 2005).

Malheureusement, notre compréhension actuelle de cette variabilité décennale est extrêmement pauvre. Certains auteurs avancent l'hypothèse d'un forçage par la variabilité multidécennale de l'insolation (Metha et Lau, 1997; Agnihotri et al., 2002). Mais l'existence d'une oscillation "significative" avec une périodicité de l'ordre de 55-60 ans dans l'activité solaire reste à démontrer. De plus, les variations absolues de la constante solaire à l'échelle décennale sont très faibles ce qui rend peu crédible l'hypothèse d'un mode de variabilité multidécennale du système mousson-ENSO engendré par les variations du flux solaire. Une autre hypothèse est de considérer que cette variabilité multidécennale est la manifestation d'un mode couplé océan-atmosphère global avec une périodicité préférentielle autour de 60 ans (Schlesinger et Ramankutty, 1994; Goswami, 2005). Dans ce contexte, il est intéressant de constater que certains modèles couplés, comme le modèle SINTEX, sont capables de reproduire une variabilité décennale d'origine interne très similaire à celle observée (figure 2.11). Ceci accrédite significativement l'hypothèse d'un mode de variabilité naturelle avec une périodicité préférentielle autour de 60 ans du système couplé océan-atmosphère. D'autres auteurs invoquent ainsi un forçage dû à la variabilité multidécennale de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO; Kerr, 2000).

Rappelons que la NAO consiste en une oscillation de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. Des études ont montré des liens entre la phase de la NAO et les routes empruntées par les dépressions aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord : en phase positive, les dépressions suivent une trajectoire du sud-ouest vers le nord-est, alors qu'en phase négative, la trajectoire serait davantage est-ouest. Cette variabilité modulerait le gradient thermique troposphérique dans le fuseau indien en imposant des anomalies de température sur l'Eurasie pendant l'été boréal (Chang et al., 2001; Goswami et al., 2006). Les épisodes froids dans l'Atlantique Nord engendreraient ainsi un retrait précoce de la mousson et une diminution des pluies estivales sur le sous-continent indien. Une relation significative entre les épisodes froids dans l'Atlantique Nord et un affaiblissement de la mousson indienne pendant la fin de la dernière période glaciaire et l'Holocène moyen a aussi été mise en avant récemment (Burns et al., 2003; Gupta et al., 2003).

Quels que soient les processus physiques engendrant ce mode multidécennal, il est important de garder en mémoire que ces oscillations décennales modifient profondément la nature de la variabilité interannuelle à intrasaisonnaire du système mousson-ENSO et sa prévisibilité à longue échéance (Goswami, 2004, 2005; Terray et Dominiak, 2005; Dominiak et Terray, 2005). Une meilleure compréhension de la variabilité décennale de la mousson indienne et l'identification des processus physiques gouvernant les oscillations décennales de l'atmosphère tropicale sont donc une condition préalable au succès des prévisions saisonnières de la mousson indienne que celles-ci soient statistiques ou dynamiques.

2.d Variabilité interannuelle de la mousson indienne et le système mousson-ENSO

Outre l'existence de pics spectraux à des périodicités de l'ordre de 60 ans, l'analyse en ondelettes des indices pluviométriques de mousson indienne observé et simulé par le modèle couplé SINTEX suggère l'existence d'autres modes de variabilité (figure 2.11).

En premier lieu, le spectre de puissance de la série des pluies de mousson indique que des oscillations avec des périodicités de l'ordre de 2,5 à 3 ans structurent la variabilité des pluies estivales à la fois dans les observations et la simulation SINTEX (figures 2.11.b et 2.11.e). Cette variabilité "bisannuelle" (« Tropospheric Biennial Oscillation » ou TBO en anglais) a été documentée dans de nombreuses études à partir des observations, mais aussi dans d'autres simulations couplées et peut être interprétée simplement comme une tendance de la mousson indienne à alterner entre des saisons sèches et humides et vice-versa d'une année sur l'autre (Meehl, 1987, 1997; Yasunari, 1990, 1991; Ogasawara et al., 1999; Meehl et Arblaster, 2002a, etc.). Une inspection minutieuse de la figure 2.11 suggère néanmoins que cette oscillation bisannuelle s'amortit et s'amplifie au cours du siècle passé et qu'elle ne peut donc être assimilée à un signal quasi-périodique. Toute théorie cherchant à décrire les processus physiques responsables de cette oscillation bisannuelle de la mousson doit rendre compte de la nature intermittente de ces fluctuations. En second lieu, le spectre de puissance des pluies de mousson d'été fait ressortir des périodicités de l'ordre de 4-6 ans. Cette oscillation est aussi mieux marquée à certaines périodes; elle apparaît particulièrement significative dans les décennies récentes (à partir de 1950) en ce qui concerne les observations (figure 2.11.b).

Une première étape pour mieux comprendre les processus physiques expliquant l'existence de ces différents modes structurant la variabilité interannuelle des pluies de mousson consiste à nouveau à utiliser des indices dynamiques de mousson. Ainsi, différents indices dynamiques ont été construits pour évaluer les anomalies de la circulation atmosphérique associées aux anomalies pluviométriques dans les réanalyses NCEP et la simulation couplée SINTEX (Terray et al., 2005a):

- Un indice de la circulation de Walker au dessus de l'océan Indien (IOW, "Indian Ocean Walker index") calculé comme la différence entre les anomalies centrées-réduites (mensuelles ou saisonnières) du vent zonal à 850 hPa (IOEQ-U850) et 200 hPa (IOEQ-U200) au-dessus de l'océan Indien équatorial (60-90°E, 2.5°S-2.5°N). Cet indice permet de mesurer la variabilité interannuelle de la circulation est-ouest au niveau de l'équateur dans le secteur Indien (Hastenrath, 2000).

- Un indice de la circulation de Hadley inverse au dessus de l’océan Indien (IOVS, “Indian Ocean Meridional Wind Shear index”) calculé comme la différence entre les anomalies centrées-réduites du vent méridien à 850 hPa (EIMR-V850) et 200 hPa (EIMR-V200) au-dessus de la région EIMR définie dans la section 1.e (EIMR : 70-110°E, 10-30°N). Cet indice est similaire à l’indice de cisaillement du vent méridien proposé par Goswami et al. (1999) à l’exception de la normalisation des séries avant de calculer la différence ce qui permet de donner le même poids à ces deux séries dans l’indice de cisaillement du vent méridien.
- Un indice de cisaillement du vent zonal (IOUS, “Indian Ocean Zonal Wind Shear index”) calculé comme la différence entre les anomalies centrées-réduites du vent zonal à 850 hPa (EIMR-U850) et 200 hPa (EIMR-U200) au-dessus de la région EIMR. Cet indice est similaire à l’indice de cisaillement du vent zonal proposé par Webster et Yang (1992) à l’exception de la normalisation des séries avant le calcul de l’indice de cisaillement.

La table 2.3 présente les corrélations entre les différents indices dynamiques définis ci-dessus et les indices des pluies de mousson dans les régions IMR et EIMR calculés à partir de la simulation SINTEX à l’échelle saisonnière. La table 2.4 présente une analyse similaire à partir des réanalyses et des observations (NCEP, CMAP, données continentales, etc.) pour deux périodes différentes 1979-1998 et 1948-1998.

Table 2.3 Correlations entre différents indices pluviométriques et dynamiques de mousson calculés à partir de la simulation couplée SINTEX. Les coefficients significatifs aux seuils de 99, 99.9 et 99.99% sont indiqués par une, deux et trois étoiles, respectivement. La significativité de ces coefficients a été estimée à l’aide d’un test bilatéral de Student classique (Morisson, 1990). Les différents indices sont définis dans le texte. D’après Terray et al. (2005).

Variable	EIMR	IMR
IOVS	0.60***	0.68***
EIMR-V850	0.57***	0.63***
EIMR-V200	-0.49***	-0.59***
IOUS	0.29***	0.17
EIMR-U850	0.06	-0.22*
EIMR-U200	-0.39***	-0.49***
IOW	0.12	0.37***
IOEQ-U850	-0.25**	0.14
IOEQ-U200	-0.44***	-0.48***

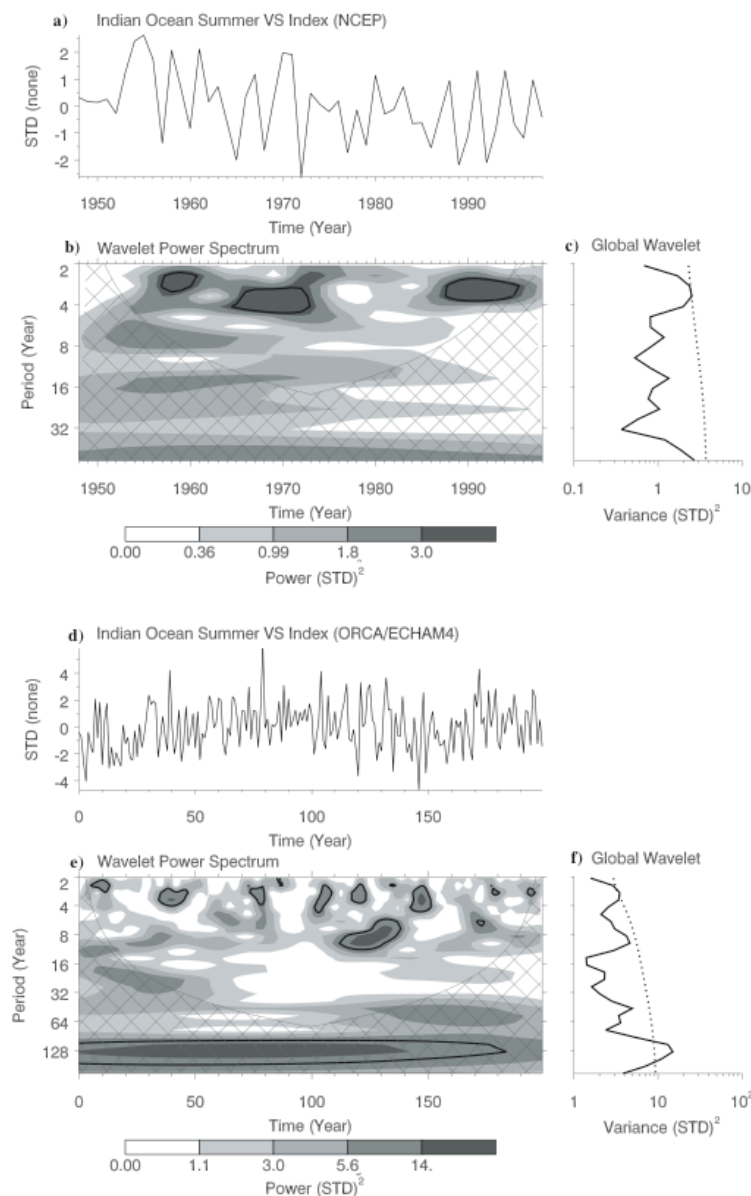
Table 2.4 Correlations entre différents indices pluviométriques et dynamiques de mousson calculés à partir des observations (réanalyses NCEP, CMAP, indice IMR estimé à partir des données stationnelles). Les coefficients significatifs aux seuils de 99, 99.9 et 99.99% sont indiqués par une, deux et trois étoiles, respectivement. Les indices sont définis dans le texte. D’après Terray et al. (2005).

Variable	EIMR(1979-1998)	IMR(1948-1998)
IOVS	0.55*	0.57***
EIMR-V850	0.45	0.24
EIMR-V200	-0.33	-0.50***
IOUS	-0.21	0.36*
EIMR-U850	-0.29	0.13
EIMR-U200	0.05	-0.48**
IOW	0.19	0.04
IOEQ-U850	0.01	-0.29
IOEQ-U200	-0.28	-0.36*

La corrélation entre les indices pluviométriques et l'indice de cisaillement du vent méridien au-dessus de l'océan Indien (IOVS) est très forte et significative, à la fois dans les données et la simulation. De plus, les corrélations obtenues avec les composantes méridiennes du vent à 850 et 200 hPa sont physiquement cohérentes avec ce résultat. La contribution des autres indices à la variabilité pluviométrique, en particulier celle de l'indice de cisaillement du vent zonal (IOUS), est par contre très modeste et peu convaincante aussi bien dans les données que dans la simulation. La seule exception à ce constat est fournie par le vent zonal à 200 hPa au-dessus de la région EIMR et de l'océan Indien équatorial qui peut être considéré comme une mesure de la puissance du JTE pendant la période estivale (cf. Chapitre I). Cette forte association entre les fluctuations d'intensité de la circulation de Hadley locale et la variabilité des pluies se retrouve aussi dans d'autres simulations couplées et constitue donc un résultat robuste (Ashrit et al., 2003).

La figure 2.15 présente les analyses en ondelettes de l'indice IOVS qui semble jouer un rôle déterminant dans la variabilité des pluies aussi bien dans les réanalyses NCEP que dans la simulation SINTEX.

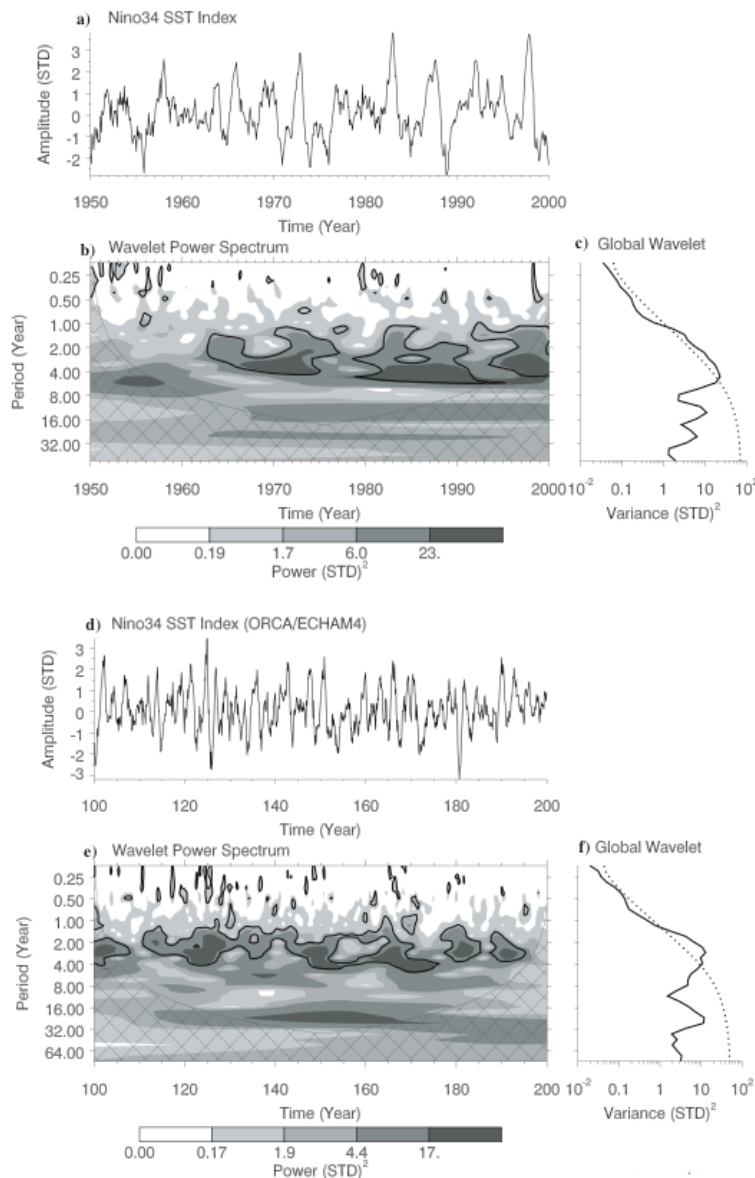
Figure 2.15: . Analyse en ondelettes des indices de cisaillement du vent méridien (IOVS) calculés à partir des réanalyses NCEP et de la simulation couplée SINTEX. Les conventions de présentation de l'analyse en ondelettes sont les mêmes que dans la figure 2.11. D'après (Terray et al., 2005a).



Le modèle SINTEX a été, à nouveau, capable de capturer les périodicités observées de cet indice dynamique. De plus, les périodicités bisannuelles significatives structurant cet indice sont similaires à celles observées sur les indices pluviométriques, à la fois dans les données et la simulation couplée. Ces résultats confirment sans ambiguïté que les variations interannuelles et bisannuelles des pluies de mousson sont essentiellement associées aux fluctuations d'intensité de la cellule de Hadley inverse dans le secteur indien (Webster et al., 1998; Goswami et al., 1999). Ils suggèrent aussi que la TBO est une signature propre de la mousson et/ou de l'océan Indien voisin, ce qui est un atout important pour comprendre les mécanismes physiques générateurs de cette oscillation. Nous reprendrons cette question au chapitre suivant qui est consacré spécifiquement au rôle de l'océan Indien dans le système mousson-ENSO à l'échelle interannuelle.

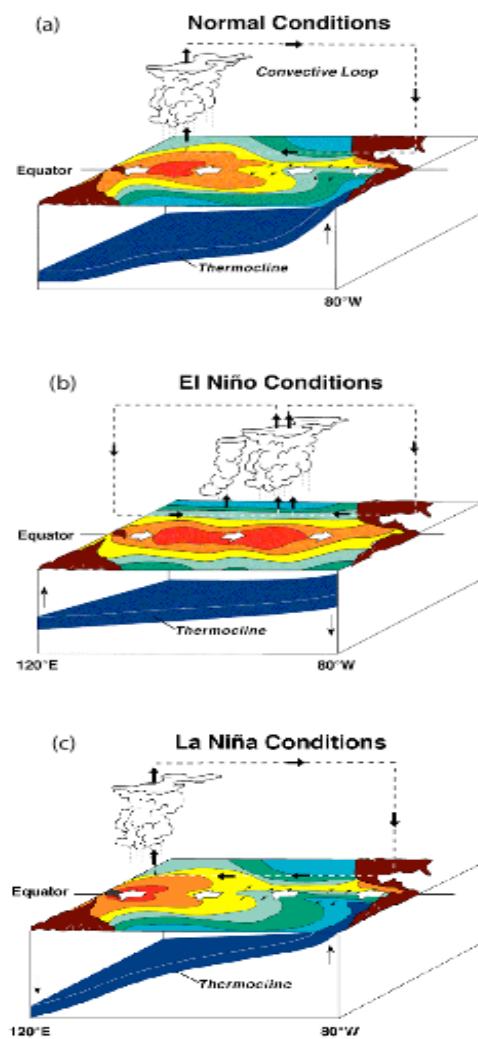
Ces différentes périodicités structurant la variabilité interannuelle des indices pluviométriques et dynamiques de la mousson indienne rappellent évidemment celles associées au phénomène ENSO que nous illustrons ici avec les analyses en ondelettes des anomalies standardisées de TSO dans la région Niño3.4 (5°S-5°N, 170-120°W) de 1950 à 2000 et dans la simulation SINTEX (figure 2.16).

Figure 2.16: . Analyse en ondelettes des anomalies standardisées de TSO dans la région Niño3.4 (5°S-5°N, 170-120°W) de 1950 à 2000 et dans la simulation SINTEX. Les conventions de présentation de l'analyse en ondelettes sont les mêmes que dans la figure 2.11. D'après (Terray et al., 2005a).



En conditions normales, les circulations atmosphérique et océanique de surface dans le Pacifique tropical sont telles que la TSO est maximale (27 à 30°C) dans la partie ouest du Pacifique équatorial, tandis que de l'eau relativement fraîche (de l'ordre de 20–23°C) est présente à proximité de la côte péruvienne et le long de l'équateur dans l'est du bassin Pacifique. (figure 1.14). Ces contrastes est-ouest sont largement expliqués par la présence et la relative régularité du système des alizés qui soufflent vers le sud-ouest (nord-ouest) au nord (sud) de l'équateur. Les alizés entraînent les eaux de surface relativement chaudes vers l'ouest de part et d'autre de l'équateur (figure 1.6). Ceci provoque ainsi une accumulation d'eau chaude dans la partie ouest du bassin Pacifique et une légère pente du niveau de la mer dans ce bassin (figure 2.17.a).

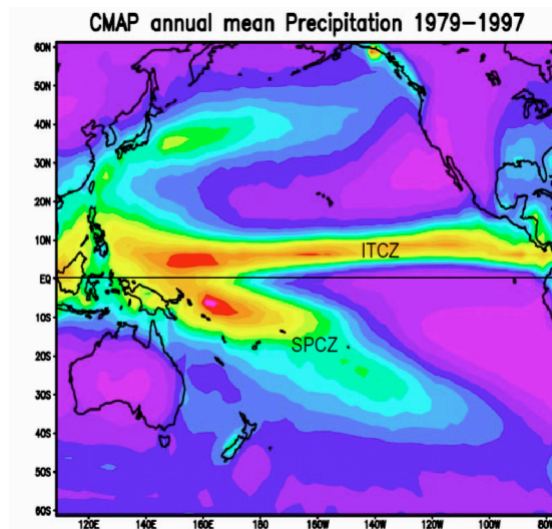
Figure 2.17: Schéma simplifié du fonctionnement du système océan-atmosphère dans le bassin Pacifique pendant les années normales, les années El Niño et La Niña.



Cette pente du niveau de la mer est compensée en profondeur par une remontée en sens inverse (amplifiée) de la thermocline. Des eaux plus froides et plus denses remontent alors en surface dans le Pacifique Est (figures 1.14 et 2.17.a). C'est aussi l'effet des alizés qui explique la présence d'eaux froides le long de l'équateur dans l'est du bassin, car ils provoquent une divergence des courants de surface qui s'accompagne d'un abaissement du niveau de la mer à l'équateur et celui-ci est, à son tour, compensé par une remontée d'eaux plus froides vers la surface.

Ces contrastes est-ouest expliquent en partie la localisation de la ZCIT à l'échelle annuelle et pourquoi la convection atmosphérique se localise d'une façon préférentielle dans la partie ouest du Pacifique, au dessus de la piscine d'eau chaude (figure 2.18).

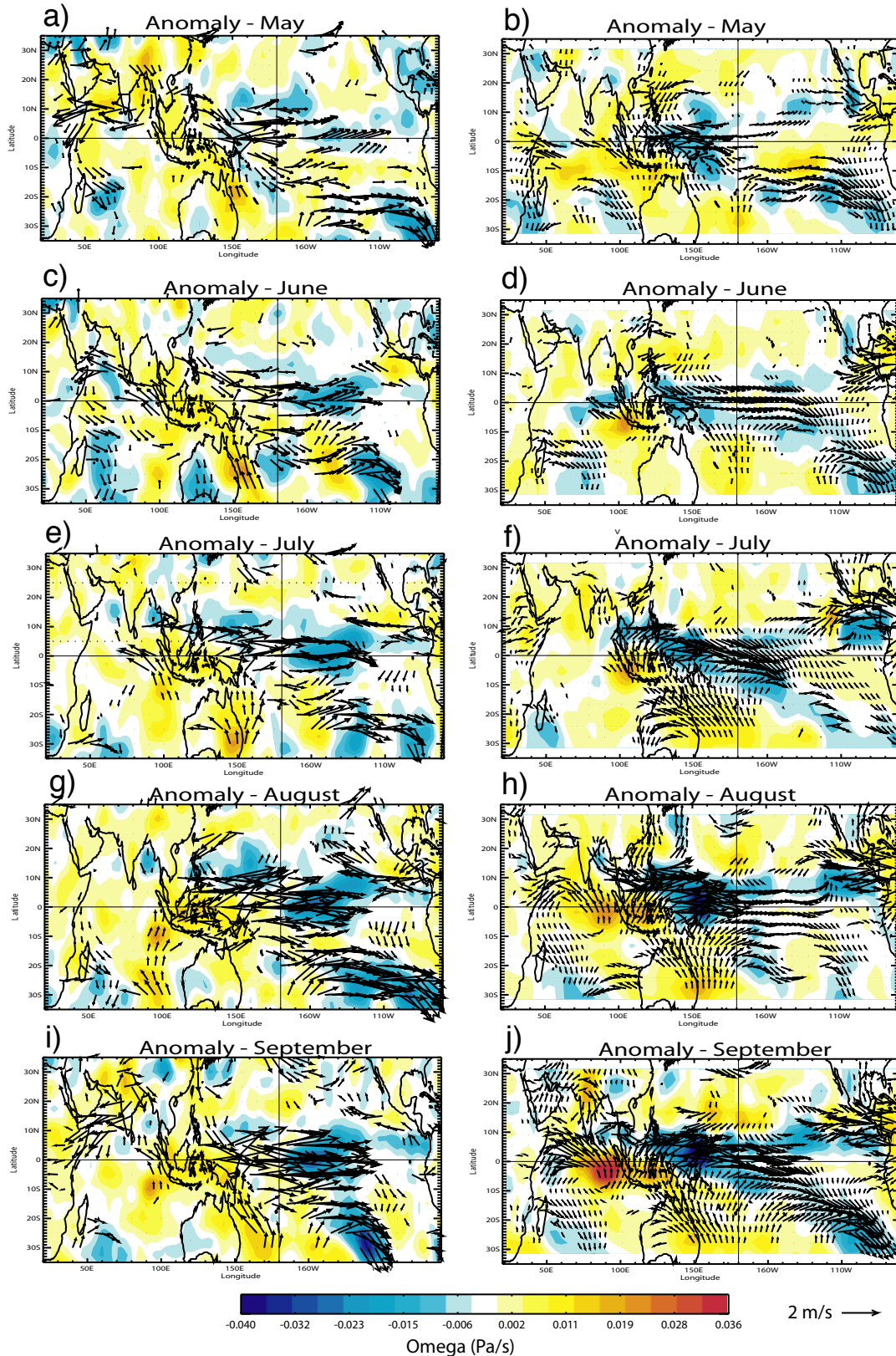
Figure 2.18: Distribution des pluies annuelles dans le bassin Pacifique, estimée à partir des données CMAP (Xie et Arkin, 1997).



L'ensemble du système connaît un balancement saisonnier lié aux variations de l'ensoleillement: le maximum de précipitation observé dans l'ouest du bassin se déplaçant de la ZCIT au nord à la Zone de Convergence du Pacifique Sud (ZCPS) au sud, de l'été à l'hiver boréal (figures 1.6 et 1.8). Un des biais les plus importants des modèles couplés actuels dans les régions indo-pacifiques est justement une exagération démesurée de ce dédoublement et du balancement saisonnier de la ZCIT dans le Pacifique (figures 1.6 et 1.8).

Le déclenchement des événements El Niño est encore mal compris, malgré des études approfondies et le suivi des caractéristiques océaniques et atmosphériques dans le Pacifique équatorial depuis le milieu des années 80 (Wang et Picaut, 2004). C'est en effet un problème complexe de couplage océan-atmosphère mettant en jeu des courants moyens atmosphériques (alizés) et océaniques en surface et en subsurface, ainsi que des perturbations d'échelle plus petite. On sait que le démarrage des événements El Niño se produit préférentiellement au printemps boréal et se traduit par un affaiblissement des alizés et du courant d'est en subsurface. Une hypothèse est qu'un changement abrupt du régime des vents (coups de vent d'ouest pendant une période de quelques semaines) au dessus de l'équateur dans la partie ouest du bassin viendrait déstabiliser la circulation océanique, ce qui provoquerait le déplacement de la piscine d'eau chaude vers le centre et l'est de l'océan Pacifique (figure 2.17.b). En effet, ces coups de vent d'ouest impliquent un affaiblissement des alizés (d'est) et donc une diminution de la divergence équatoriale qui se traduit par un enfoncement local de la thermocline. Cette baisse de la thermocline se propage alors vers l'est, le long de l'équateur, sous la forme d'une onde de Kelvin qui atteint le bord est du bassin pacifique deux mois plus tard. Elle se divise ensuite en deux en suivant les guides d'ondes côtiers, induisant ainsi un accroissement de la TSO dans le centre et l'est du Pacifique équatorial. Ces changements modifient en retour la circulation atmosphérique moyenne, de telle façon que ce déplacement vers l'est est renforcé par des interactions océan-atmosphère positives pendant plusieurs saisons (figure 2.19).

Figure 2.19: Analyse composite des champs de vent à 850 hPa et de vitesse verticale à 500 hPa pendant les années El Niño dans les réanalyses NCEP (a, c, e, g, i) et la simulation couplée SINTEX (b, d, f, h, j). Les années avec des anomalies hivernales de TSO dans la région Niño34 supérieures à 1 écart-type ont été sélectionnées. 37 années El Niño vérifient ce critère dans les 200 ans de la simulation SINTEX. Les 13 années El Niño sélectionnées dans les réanalyses NCEP (pendant la période 1948-1998) correspondent à celles de la compilation de Trenberth (1997) et de l'événement 1997-1998 postérieur à l'étude de cet auteur. Seules les anomalies de vent à 850 hPa significatives au seuil de confiance de 90% sont montrées. D'après Terray et al. (2005b).



La figure 2.19 illustre d'abord la perturbation importante de la circulation de Walker au dessus du Pacifique qui est caractéristique des années El Niño, aussi bien dans les observations que dans les simulations couplées. Les épisodes El Niño sont associés à un déplacement des zones convectives vers le Pacifique central et l'apparition d'anomalies de vent d'ouest au dessus de la piscine d'eau chaude du Pacifique Ouest. Des anomalies de subsidence se développent au dessus du continent maritime et des zones océaniques voisines (Indien Est et Pacifique Ouest). Malgré ces similitudes entre les réanalyses et la simulation SINTEX, des biais systématiques existent aussi, puisque l'ensemble des anomalies atmosphériques associées à l'ENSO sont décalées de 40° de longitude vers l'ouest dans la simulation et débordent largement dans l'océan Indien Est. On peut par ailleurs remarquer une propagation vers l'est des anomalies de circulation atmosphérique associées à El Niño pendant l'été boréal dans la réanalyse NCEP, alors que ces anomalies sont quasi-stationnaires dans la simulation SINTEX. Ces problèmes sont en partie liés à la mauvaise simulation du cycle annuel de la circulation de Walker dans le Pacifique équatorial et, en particulier, à l'existence d'alizés d'est trop puissants au dessus du Pacifique équatorial qui favorisent la pénétration des eaux froides du Pacifique Est dans la piscine d'eau chaude du Pacifique Ouest (Guilyardi et al., 2003 ; Terray et al., 2005a). Ces problèmes se retrouvent dans de nombreux modèles couplés récents (Latif et al., 2001; AchutaRao et Sperber, 2002, 2006).

Les événements El Niño atteignent généralement leur maximum d'amplitude pendant l'hiver boréal. Puis, dans un second temps (jusqu'à 6 mois après le pic des épisodes El Niño), le mécanisme s'inverse, la piscine d'eau chaude repart vers l'ouest, comme un mouvement de balancier : c'est le début d'un événement La Niña, en fin de printemps – été boréal, avant un retour à l'équilibre (figure 2.17.c).

Cette description sommaire du phénomène ENSO permet de comprendre pourquoi les TSOs dans la région Niño34 sont souvent utilisées comme un indicateur de l'occurrence et de l'intensité des événements El Niño (Trenberth, 1997). Cet indice Niño34 est très proche d'un bruit rouge dans les observations (figure 2.16.c). Le spectre de puissance de cet indice montre cependant un pic spectral large et significatif dans la bande 2-6 ans (figure 2.16.c). La largeur de ce pic et le spectre en ondelettes indiquent que le phénomène ENSO connaît aussi d'importantes modulations de fréquence comme les indices de mousson discutés ci-dessus. Le modèle SINTEX capture ces modulations de fréquence, même si les périodicités significatives de l'indice Niño3.4 simulé sont concentrées dans une bande plus étroite, entre 1,8 et 4 ans, avec un pic à 2 ans très significatif. Cette tendance bisannuelle et le caractère beaucoup trop périodique des indices ENSO se retrouvent aussi dans de nombreux modèles couplés (Meehl et al., 2001; Ashrit et al., 2003; Guilyardi et al., 2004; Turner et al., 2005 ; Guilyardi, 2006 ; Terray et al., 2006). Kirtman (1997) a suggéré que cette tendance bisannuelle de l'ENSO dans les modèles de climat pouvait être en relation avec le confinement méridien des anomalies de la tension de vent au dessus du Pacifique équatorial pendant les événements ENSO simulés, car la vitesse de déplacement des ondes de Rossby générées par ces anomalies et qui sont associées à la terminaison des événements chauds (au moins dans les modèles) dépend de la latitude. Cette faible extension méridienne des anomalies de vent associées aux événements El Niño se retrouve par exemple dans la simulation SINTEX (figure 2.19). Guilyardi et al. (2004) ont observé qu'en augmentant la résolution horizontale de la composante atmosphérique du modèle SINTEX, l'ENSO simulé devient moins périodique et possède un spectre plus proche de celui estimé à partir des observations. Malheureusement, l'origine exacte de ce glissement vers les hautes fréquences de la variabilité ENSO dans les modèles (couplés) de climat reste encore incertaine. Des investigations plus poussées sont nécessaires pour déterminer les différents facteurs qui contribuent au caractère bisannuel excessif de l'ENSO dans les modèles de climat. Mais ce biais systématique constitue évidemment un sérieux handicap pour étudier les mécanismes physiques générant la TBO dans le secteur indo-pacifique à partir des simulations couplées.

L'analyse spectrale de différents indices dynamiques permettant de quantifier la circulation de Walker au dessus du Pacifique équatorial confirme que la variance de l'ENSO est largement comprise

dans les bandes 4-6 ans, mais que le rythme ENSO possède aussi un composante bisannuelle significative, au moins dans la période récente (Yasunari, 1985; Rasmusson et al., 1990; Barnett, 1991; etc ...). Pour Yasunari (1990), la TBO constitue une oscillation distincte du phénomène ENSO qui entretient des relations étroites avec la mousson asiatique. Le fait que les fluctuations d'intensité de la circulation de Hadley dans le secteur indien possèdent une forte composante bisannuelle est consistant avec cette hypothèse (figure 2.15) et renforce l'idée que la TBO est une signature propre des régions de la mousson asiatique (Meehl, 1987; Yasunari, 1990; Tian et Yasunari, 1992; Shen et Lau, 1995; Terray, 1995, Li et al., 2001b; Terray et al., 2003). A l'opposé, Rasmusson et al. (1990) pensent que la TBO est l'un des modes fondamentaux de l'ENSO.

Quoi qu'il en soit, la variabilité interannuelle de la mousson indienne possède les mêmes signatures spectrales que l'ENSO (figures 2.11 et 2.15). Les observations suggèrent, de plus, que les corrélations observées entre la mousson et l'ENSO (figure 2.12) sont étroitement liées à l'existence et l'interaction de ces oscillations interannuelles (Meehl, 1987, 1997; Yasunari, 1990; Webster et al., 1998). En particulier, les anomalies climatiques à l'échelle bisannuelle apparaissent d'abord dans le secteur de l'océan Indien pour se propager ensuite vers le Pacifique par l'intermédiaire de la migration saisonnière des centres de convection (en surface) et de divergence (en altitude) associés la circulation est-ouest tropicale (Meehl, 1987; Yasunari, 1985, 1990, 1991; Barnett, 1991). Outre cette correspondance qui existe entre les périodicités significatives des indices de la mousson indienne et de l'ENSO, il est intéressant de constater que ces indices possèdent des modulations de fréquence très similaires (figures 2.11 et 2.16). Ces caractéristiques renforcent l'idée qu'il existe des interactions fortes entre la mousson indienne et l'ENSO aussi bien à l'échelle interannuelle que décennale (Webster et al., 1998; Torrence and Webster, 1999).

Ces deux modes préférentiels de la variabilité interannuelle tropicale introduisent ainsi un certain degré de cyclicité dans la variabilité du système océan-atmosphère tropical qui permet d'interpréter les corrélations décalées définissant la chronologie des ENSO et des moussons (figure 2.14.b), non plus en termes de cause et d'effet, mais comme des relations de phase caractérisant un signal quasi-périodique (Meehl, 1997; Yasunari, 1991). Dans cette approche, l'identification des processus physiques susceptibles d'engendrer ces deux modes distincts de la variabilité interannuelle tropicale avec leur périodicité propre (2 ans et 4-6 ans) devient l'un des problèmes essentiels de la compréhension des relations entre la mousson asiatique et l'ENSO d'une part, et de la prévisibilité saisonnière du système climatique tropical d'autre part. Une question importante est donc de déterminer si ces deux modes de la variabilité tropicale représentent des phénomènes dynamiques distincts et si ces deux modes sont la conséquence de forçages différents du système océan-atmosphère tropical.

Le mode 4-6 a vraisemblablement une origine interne à la région Pacifique. Cette hypothèse est fondée sur les résultats d'un certain nombre de modèles couplés océan-atmosphère restreints au bassin pacifique et capables de reproduire des anomalies identiques à celles associées à l'Oscillation Australe (composante atmosphérique du phénomène ENSO). Nous ne reviendrons pas sur les différentes théories qui ont été proposées pour expliquer ce mode basse fréquence de l'ENSO, propre à l'océan Pacifique, et qui ont fait l'objet d'une synthèse récente par Wang et Picaut (2004).

En revanche, l'origine de la TBO reste encore mystérieuse, même si la structure spatio-temporelle de cette oscillation commence à être bien documentée (Meehl et Arblaster, 2002a). Ainsi, la compréhension de ce rythme bisannuel s'impose comme un objectif important dans la perspective d'une prévision des variations climatiques à court terme dans la région indo-pacifique. C'est pourquoi nous reprendrons beaucoup plus en détail l'analyse de la TBO au chapitre suivant, lorsque nous discuterons le rôle de l'océan Indien dans la variabilité du système mousson-ENSO.

Ceci étant dit, nous allons, dans le reste de cette section, illustrer les mécanismes physiques qui contribuent à la covariabilité entre l'ENSO et la mousson indienne pendant la période estivale, mais aussi pendant l'automne et l'hiver suivant le retrait de la mousson.

La figure 2.20, qui présente la corrélation entre les TSOs en décembre-janvier dans la région Niño3.4 et différents champs atmosphériques, dans les observations et une simulation couplée réalisée avec le modèle de Météo-France (Terray et al., 2006), va nous permettre de comprendre l'origine des anomalies pluviométriques de la mousson indienne d'été associées aux événements El Niño.

Conformément à ce que nous avons dit plus haut, ces cartes montrent que le développement d'un El Niño, s'accompagne pendant l'été boréal précédant le pic de l'événement d'un déplacement vers l'est de la branche ascendante de la cellule de Walker du Pacifique puisque les pluies diminuent et la pression atmosphérique augmente au dessus du continent maritime et que des variations inverses sont notées dans le centre et l'est du Pacifique. Parallèlement à cette évolution, on constate une diminution des pluies estivales au-dessus du sous-continent indien, en particulier en août-septembre. L'existence d'une relation inverse entre la qualité de la mousson indienne d'été et l'occurrence des événements El Niño est un phénomène bien documenté (Rasmusson et Carpenter, 1983; Shukla et Paolino, 1983). L'Oscillation Australe a même été décrite pour la première fois par Walker, lorsque celui-ci recherchait des prédictors potentiels pour la qualité de la mousson d'été en Inde (Walker, 1924). Mais la figure 2.20 permet aussi d'esquisser les processus physiques expliquant cette relation statistique. Elle suggère que le système convectif au-dessus de la piscine d'eau chaude indonésienne et de l'océan Indien Est joue un rôle moteur pour expliquer les anomalies de la circulation de mousson pendant l'été boréal des années de développement d'El Niño.

En effet, les anomalies de précipitation au-dessus de l'Indonésie et de l'océan Indien Est se développent et gagnent en intensité pendant l'été boréal des années El Niño, aussi bien dans la réanalyse NCEP2 que dans la simulation couplée, en raison de la translation vers l'est de la cellule de Walker du Pacifique (figure 2.20). A l'ouest de cette zone, on assiste à l'émergence d'anomalies de pression, de part et d'autre de l'équateur, dans le secteur indien. Les anomalies de vent à 850 hPa confirment l'émergence de deux cellules anticycloniques, l'une au-dessus de la mer d'Arabie, le golfe du Bengale et les régions continentales voisines, l'autre dans le sud-est de l'océan Indien. Ces deux cellules sont donc localisées, respectivement, au nord-ouest et au sud-ouest de la zone d'anomalies de subsidence centrée sur l'océan Indien Est. Ces anomalies de circulation s'amplifient considérablement en août-septembre ce qui est consistant avec le développement des anomalies pluviométriques et de circulation dans le Pacifique (à la fois dans les observations et la simulation couplée). Les anomalies de vent d'est au-dessus de la mer d'Arabie qui accompagnent la cellule anticyclonique au nord de l'équateur s'opposent au flux saisonnier de mousson et sont donc le signe d'un ralentissement de la circulation de mousson. Ces circulations anticycloniques apparaissent aussi nettement en septembre dans les réanalyses NCEP et la simulation SINTEX, en particulier celle sur le sous-continent indien qui est associée à un ralentissement significatif du jet de Findlater et du flux transéquatorial (figure 2.19).

Ceci peut expliquer la diminution des pluies estivales sur le sous-continent indien qui accompagne souvent le développement des événements El Niño comme l'illustre les résultats de l'analyse composite de différents indices pluviométriques et dynamiques saisonniers de la mousson indienne d'été dans les observations et la simulation SINTEX (table 2.5).

Cette analyse composite de différents indices de mousson montre par ailleurs que l'ENSO a un impact sur les pluies de mousson, surtout via une modification de la circulation zonale au dessus de l'océan Indien équatorial et Nord dans la réanalyse NCEP. Le modèle SINTEX reproduit raisonnablement cette caractéristique observée de la relation entre la mousson et l'ENSO. Néanmoins, une analyse plus fine des indices dynamiques montre que c'est surtout les flux zonaux d'altitude à 200 hPa au dessus de l'océan Indien qui jouent un rôle important dans la réanalyse et que cette caractéristique n'est que partiellement restituée dans la simulation SINTEX. Nous reviendrons sur ce biais lorsque nous discuterons plus en détail des relations décalées entre la mousson et l'ENSO à la fin de cette section.

Figure 2.20: Cartes des coefficients de régression des champs de vent à 850 hPa et de SLP en juin-juillet et août-septembre en fonction de la série des TSOs dans la région Niño3.4 en décembre-janvier trois mois après. Les coefficients de régression sont estimés à partir des réanalyses NCEP2 (Kanamitsu et al., 2002) et des données ERSSTv2 (Smith et Reynolds, 2004a) sur la période 1979-2003 et d'une simulation 20^{ème} siècle (1950-1999) réalisée avec le modèle couplé de Météo-France.

Cartes des coefficients de régression des champs de précipitation en juin-juillet et août-septembre avec la série des TSOs dans la région Niño3.4 en décembre-janvier (3 mois après). Les coefficients sont estimés à partir des données CMAP (Xie et Arkin, 1997) sur la période 1979-2003 et de la même simulation réalisée avec le modèle couplé de Météo-France.

Les coefficients qui ne sont pas significatifs à un seuil de confiance de 90% selon un test de type « bootstrap » sont masqués. D'après Terray et al. (2006).

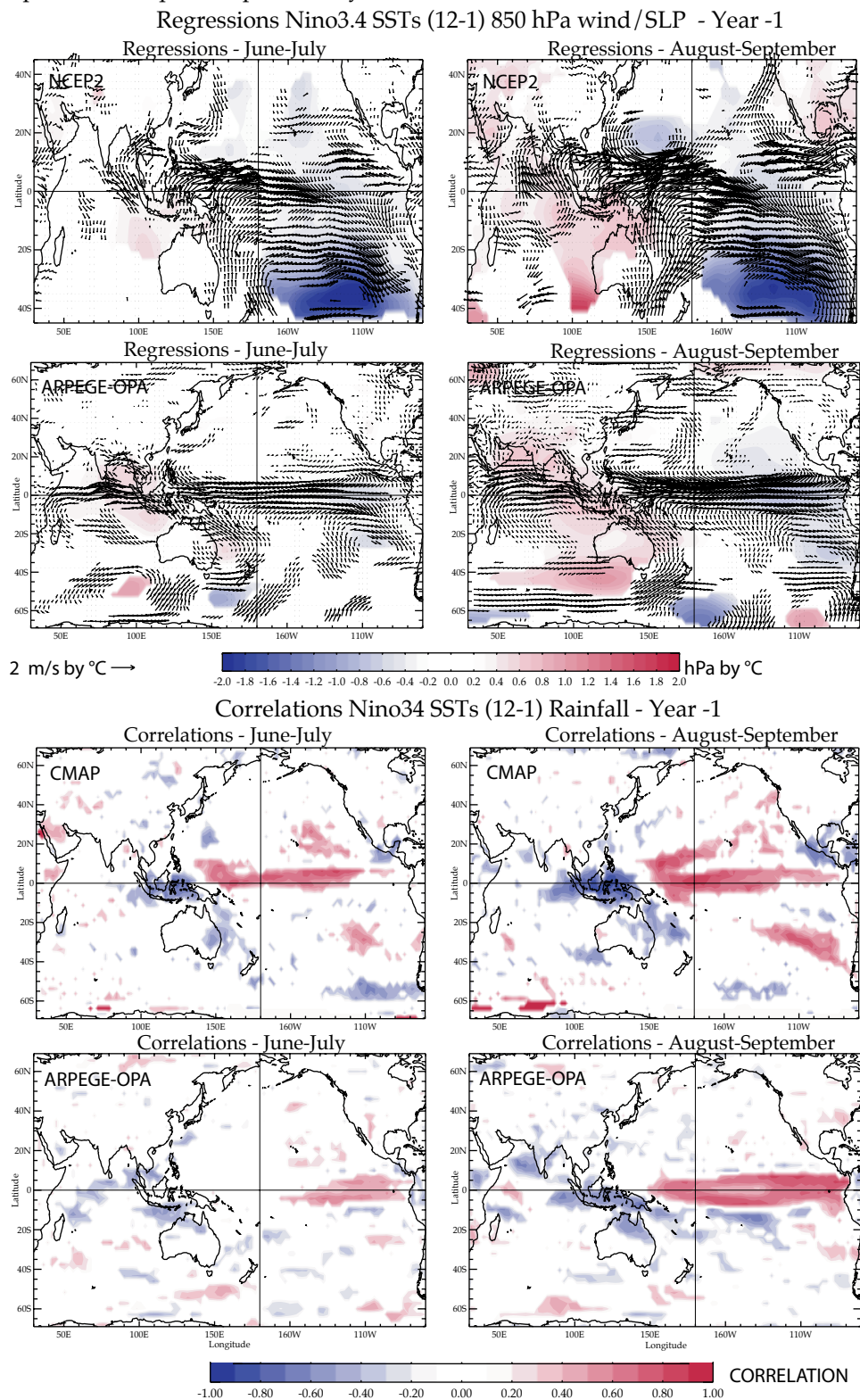


Table 2.5: Analyse composite de différents indices pluviométriques et dynamiques saisonniers de la mousson indienne d'été basée sur les années El Niño dans les observations et la simulation couplée SINTEX. Les années sélectionnées correspondent à celles utilisées pour construire la figure 2.19. Les indices dynamiques utilisés ici sont les mêmes que dans les tables 2.3 et 2.4. Les colonnes Moy, Min et Max font référence, respectivement, à la moyenne, au minimum et au maximum des anomalies centrées-réduites de chaque série pendant les années El Niño. Les moyennes significatives au seuil de confiance de 99 et 99,9% sont indiquées par une et deux étoiles, respectivement. D'après Terray et al. (2005a).

	El Niño (SINTEX)			El Niño (observations)		
	Mean	Min	Max	Mean	Min	Max
IMR	-0.41*	-2.44	1.25	-0.81**	-2.29	0.88
IOVS	-0.30	-2.64	1.77	-0.38	-2.58	1.22
EIMR-V200	0.21	-2.04	2.58	0.40	-1.60	2.74
EIMR-V850	-0.33	-2.12	1.10	-0.11	-1.93	1.06
IOUS	0.09	-1.81	1.71	-0.34	-3.18	1.02
EIMR-U200	0.27	-1.61	2.55	0.74*	-0.63	2.62
EIMR-U850	0.42*	-1.43	2.72	0.17	-1.34	1.13
IOW	-0.39*	-2.48	1.74	-0.60*	-3.51	1.32
EQIO-U200	0.29	-1.58	2.45	0.68*	-0.69	2.66
EQIO-U850	-0.35	-2.02	2.05	-0.20	-2.20	1.22

L'apparition d'anomalies pluviométriques et de circulation (zonale) au dessus de l'océan Indien pendant les événements El Niño peut ainsi être interprétée comme la réponse de la mousson aux anomalies négatives de précipitations induites par l'ENSO au dessus du continent maritime (Lau et Nath, 2000, 2003; Wang et al., 2003). En effet, la diminution de l'activité convective au dessus de la région indonésienne entraîne une diminution significative de la libération de chaleur latente et provoque l'apparition d'un puit de chaleur dans la colonne atmosphérique au dessus du continent maritime et de l'océan Indien Est. Conformément à la théorie linéaire développée par Matsuno (1966) et Gill (1980), la réponse de l'atmosphère tropicale à ce puit de chaleur localisé à proximité de l'équateur consiste dans la génération d'ondes de Rossby descendantes se propageant vers l'ouest, de part et d'autre de l'équateur, et d'une onde de Kelvin se propageant vers l'est à partir de la source (Young, 1987). Selon les solutions décrites par Gill (1980), les circulations anticycloniques et les anomalies de SLP observées dans l'océan Indien seraient ainsi la manifestation de la réponse en ondes de Rossby induite par la diminution des précipitations au dessus de l'archipel indonésien lors des événements ENSO. Cette interprétation est en accord avec les résultats de plusieurs études utilisant des modèles linéaires forcés par des anomalies de chaleur localisées au-dessus du continent maritime (Wang et al., 2003). La réponse est d'autant plus forte que le puit de chaleur est important, ce qui permet de comprendre l'amplification de la réponse en août-septembre, puisque les anomalies négatives de précipitations au-dessus de la piscine d'eau chaude indo-pacifique sont alors plus intenses en raison du déplacement vers l'est de la branche ascendante de la circulation de Walker (figure 2.20). Il est remarquable que certains modèles couplés soient capables de restituer avec une certaine fidélité cette réponse observée de la mousson indienne et confirment les processus physiques évoqués ci-dessus qui ont été obtenus à l'aide de modèles atmosphériques simplifiés.

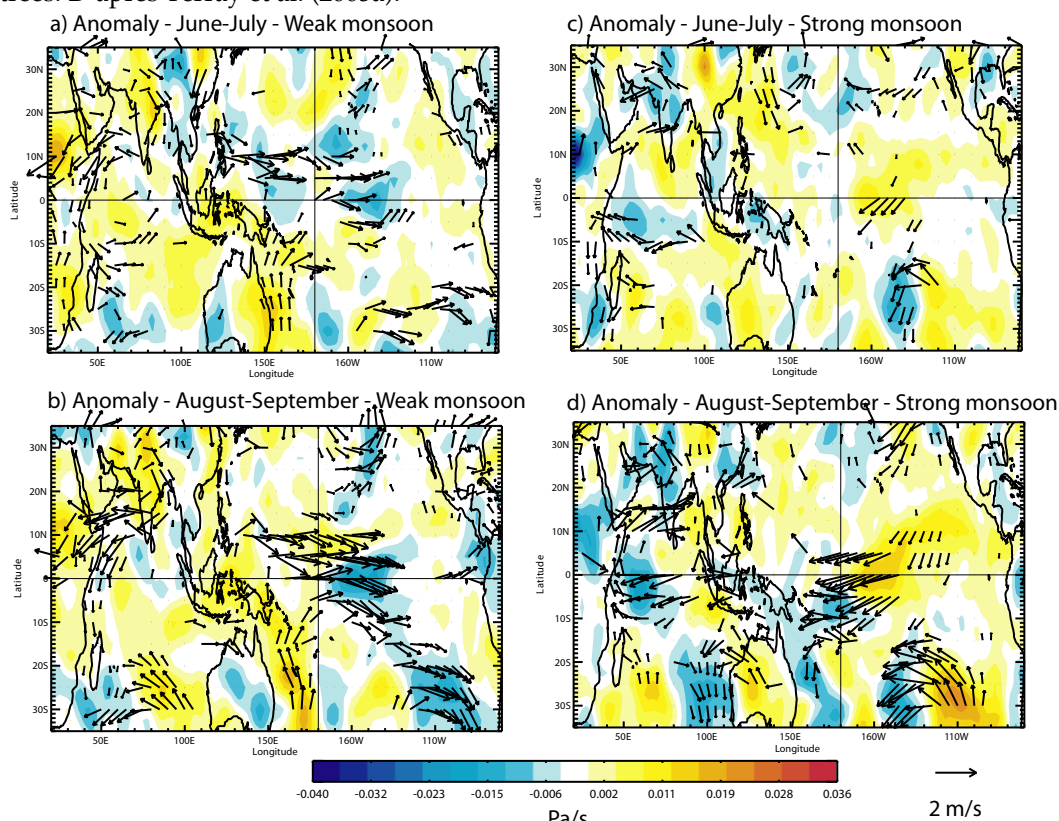
Ces différents mécanismes permettent de comprendre pourquoi les années El Niño (La Niña) sont souvent des années déficitaires (excédentaires) en pluies sur le sous-continent indien, à condition que l'événement chaud (froid) démarre avant la période estivale et que les anomalies de convection au dessus de l'archipel indonésien soient suffisamment développées pendant l'été. Ces différentes conditions expliquent aussi le caractère complexe et variable de la relation entre la mousson et l'ENSO, car deux événements El Niño ne sont jamais identiques ni dans la date de leur démarrage, ni dans leur durée (environ dix-huit mois), ni dans leur déroulement, ni enfin dans leur intensité. Ainsi, il existe des événements El Niño pendant lesquels les pluies estivales sur le sous-continent indien sont

excédentaires et cela aussi bien dans les simulations couplées que dans les observations (table 2.5 ; cf. colonne Max).

Quoi qu'il en soit, l'analyse spectrale des indices ENSO suggère que ces événements se produisent avec une périodicité voisine de 4-6 ans (figure 2.16). Ce caractère récurrent, qui peut s'expliquer par des caractéristiques propres au bassin pacifique (par exemple, la théorie de l'oscillateur retardé), permet alors de comprendre pourquoi de telles périodicités sont détectées comme significatives dans les spectres des séries de pluies de mousson estivale en raison des mécanismes évoqués ci-dessus. Ceci explique aussi pourquoi la plupart des études portant sur la prévisibilité de la variabilité interannuelle de la mousson indienne d'été utilisent comme prédicteurs des indices ENSO et pourquoi les relations entre la mousson indienne d'été et le phénomène ENSO sont l'objet d'investigations poussées depuis plus d'un siècle.

La mousson asiatique est une composante interactive du système couplé tropical qui peut aussi avoir un impact climatique important. Ainsi, les moussons exceptionnelles s'accompagnent d'anomalies de la tension du vent au-dessus du Pacifique équatorial qui sont très favorables à l'apparition d'événements chauds ou froids dans le Pacifique l'hiver suivant (Yasunari, 1990; Webster et Yang, 1992). Cette influence de la mousson indienne sur la variabilité du Pacifique équatorial peut être illustrée par une analyse composite des champs de vent à 850 hPa et de vitesse verticale à 500 hPa en fonction de la qualité de la mousson indienne d'été (figure 2.21).

Figure 2.21: Analyse composite des champs de vent à 850 hPa et de vitesse verticale à 500 hPa dans les régions indo-pacifiques pendant les moussons sèches (a et b) et humides (c et d) dans les réanalyses NCEP. Seules les anomalies de vent à 850 hPa significatives au seuil de confiance de 90% sont montrées. D'après Terray et al. (2005a).

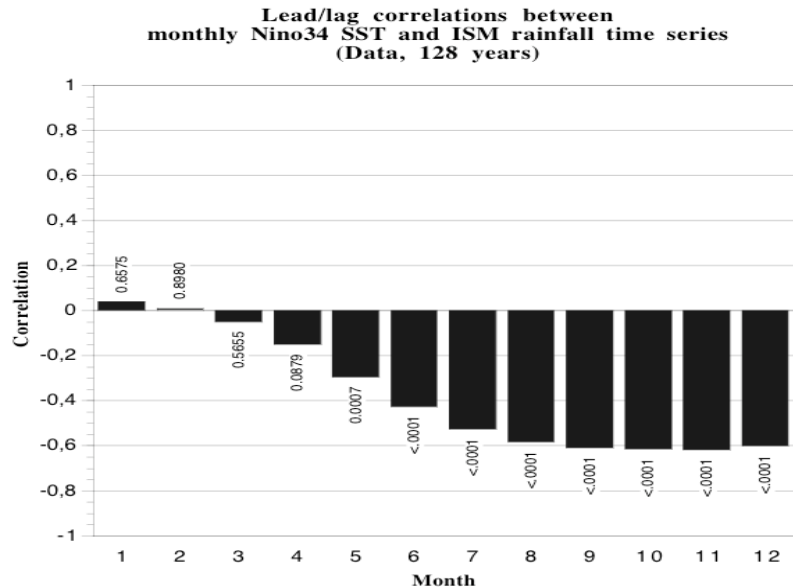


Cette analyse confirme qu'un affaiblissement (renforcement) de la circulation de mousson pendant l'été s'accompagne d'anomalies significatives de la tension du vent au dessus du Pacifique équatorial, vers 160°W de longitude.

Malheureusement, l'influence de la mousson asiatique sur l'occurrence et le développement des événements ENSO est encore très mal comprise et reste un sujet très controversé dans la littérature.

L'objet de ces controverses repose essentiellement sur l'interprétation des corrélations décalées entre la série des pluies de mousson indienne et les séries mensuelles de TSO dans la région Niño3.4 ou de tout autre indice ENSO classique (figure 2.22).

Figure 2.22: Corrélations décalées entre la série des pluies de mousson indienne d'été et les séries mensuelles de TSO dans la région Niño3.4. Les nombres figurant au-dessus ou en-dessous de chaque barre noire (représentant les corrélations) sont les probabilités critiques associées à chaque coefficient de corrélation. Ces probabilités sont calculées à l'aide d'un test bilatéral de Student classique (Morisson, 1990). Plus cette probabilité est faible, plus la corrélation est significative. D'après Terray et al. (2005a).



L'amplitude de ces corrélations décalées entre les pluies de mousson et les indices ENSO augmente progressivement au cours de l'année et devient maximale 3 à 4 mois après la fin de la mousson d'été en Inde (figure 2.22). En revanche, la considération des anomalies de TSOs dans le Pacifique pendant l'hiver et le printemps boréal précédant la saison de mousson n'apporte pas d'informations significatives sur la qualité des pluies en Inde. Ceci illustre toute la difficulté de la prévision saisonnière de la mousson indienne et confirme la célèbre conclusion de Normand (1953):

“The Indian monsoon therefore stands out as an active, not a passive feature in world weather, more efficient as a broadcasting tool than an event to be forecast”.

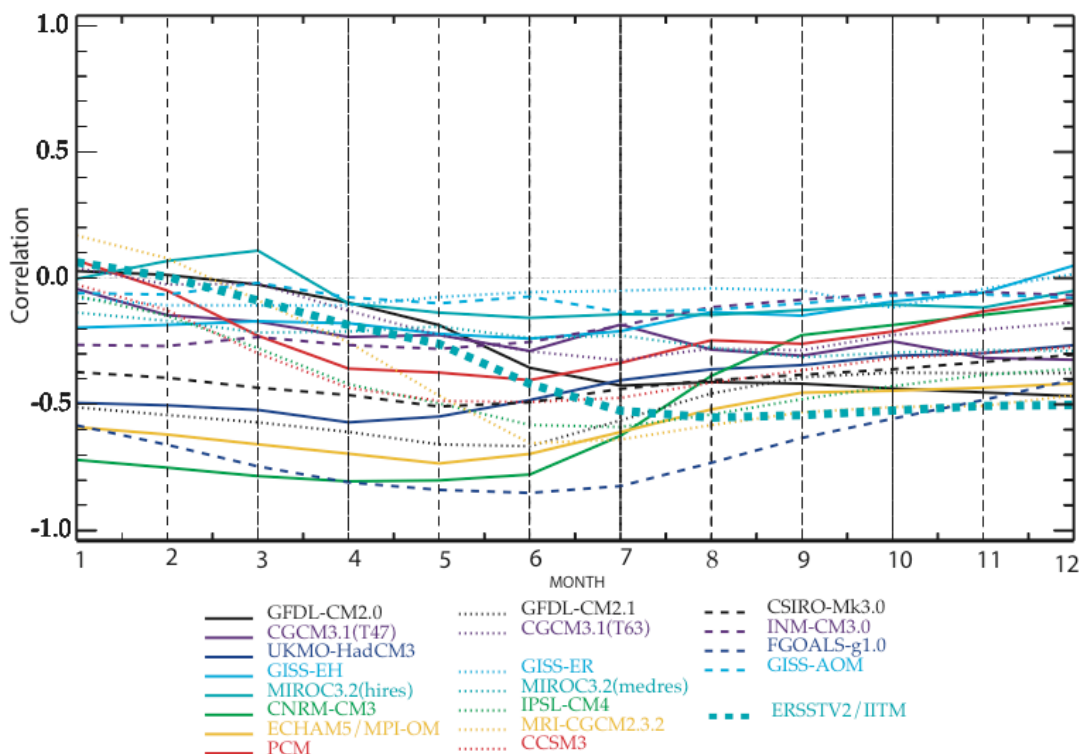
C'est ce constat qui a conduit plusieurs auteurs à proposer l'hypothèse que la mousson indienne pouvait avoir un impact significatif sur le développement de l'ENSO (Barnett, 1984; Elliott et Angell, 1987; Yasunari, 1990). Cette hypothèse a été confirmée par plusieurs études de modélisation (Kirtman et Shukla, 2000; Chung et Nigam, 1999; Kim et Lau, 2001; Wu et Kirtman, 2003). A contrario, Goswami et Jayavelu (2001) ont suggéré que la forte corrélation entre les pluies de mousson indienne et les TSOs dans le Pacifique équatorial Est plusieurs mois plus tard résulte simplement de la réponse passive de la mousson à l'ENSO que nous avons explicitée plus haut (figures 2.19 et 2.20) et du phasage de ces deux phénomènes avec le cycle annuel: l'un se produisant pendant l'été boréal (mousson indienne) et l'autre arrivant à maturité pendant l'hiver boréal (ENSO). Selon ces auteurs, les anomalies de la tension du vent au dessus du Pacifique équatorial observées pendant les moussons exceptionnelles (figure 2.21) ne seraient alors que la manifestation du développement de l'ENSO et non une signature propre de la mousson indienne, car ces anomalies deviennent non significatives si l'on ne tient compte que des moussons exceptionnelles qui ne s'accompagnent pas d'événements ENSO dans l'analyse composite.

D'autres études ont aussi souligné le rôle passif de la mousson indienne dans la variabilité tropicale, en s'appuyant sur la constatation que la mousson est très sensible à la phase de l'ENSO pendant le printemps précédant la mousson (Rasmusson et Carpenter, 1982 ; Ju et Slingo, 1995 ; Kawamura, 1998). Enfin, certains auteurs ont remarqué que la mousson indienne d'été est très sensible au changement de phase de l'ENSO de l'hiver boréal au printemps précédant le déclenchement de la mousson (Shukla et Paolino, 1983; Wang et al., 2001; Terray et al., 2003). Autrement dit, il semble extrêmement difficile d'interpréter les relations décalées entre la mousson et l'ENSO, en terme de cause et d'effet, étant donné que ces deux phénomènes sont intimement liés au cycle saisonnier (Webster et Yang, 1992). Ces différents résultats semblent à première vue contradictoires et confus, mais nous verrons, dans la section suivante, qu'il est possible de réconcilier en partie ces différents points de vue si l'on considère la variabilité subsaisonnaire de la mousson indienne et sa relation avec les conditions de surface.

En dépit de ces problèmes, il est maintenant admis que les relations mousson-ENSO résultent d'un couplage intime entre l'atmosphère, l'océan et les continents (Meehl, 1987, 1997; Meehl et Arblaster, 2002a; Meehl et al., 2003; Kawamura, 1998; Ogasawara et al., 1999; Wu and Kirman, 2004a, 2004b, 2005, etc.). Les modèles couplés océan-atmosphère sont donc à nouveau l'outil par excellence pour étudier ce type de problème, mais une condition nécessaire est que ces modèles reproduisent avec suffisamment de fidélité les corrélations décalées entre la mousson indienne et l'ENSO. Malheureusement, la simulation de ces relations décalées et, en particulier, de la forte corrélation observée entre les indices de mousson et les indices ENSO durant l'hiver suivant la mousson est un test très délicat pour les modèles couplés récents. La plupart des modèles couplés actuels sont incapables de simuler ce lien étroit entre la mousson et l'ENSO pour des raisons qui restent encore mystérieuses (figure 2.23 ; Kirtman et Zebiak, 1997; Turner et al., 2005).

Figure 2.23 : Corrélations décalées entre la série des pluies de mousson indienne d'été et les séries mensuelles de TSO dans la région Niño3.4 estimées à partir des observations (courbe ERSSTV2/IITM) et des simulations 20C3M pour l'ensemble des modèles couplés participant au 4^{ème} rapport d'évaluation du GIEC. Les composantes basse fréquence présentes sur les séries ont été filtrées avec la méthode STL, avant le calcul des corrélations décalées, pour mieux faire ressortir le signal interannuel et éviter les problèmes d'interprétation liés à la nonstationnarité des différentes séries.

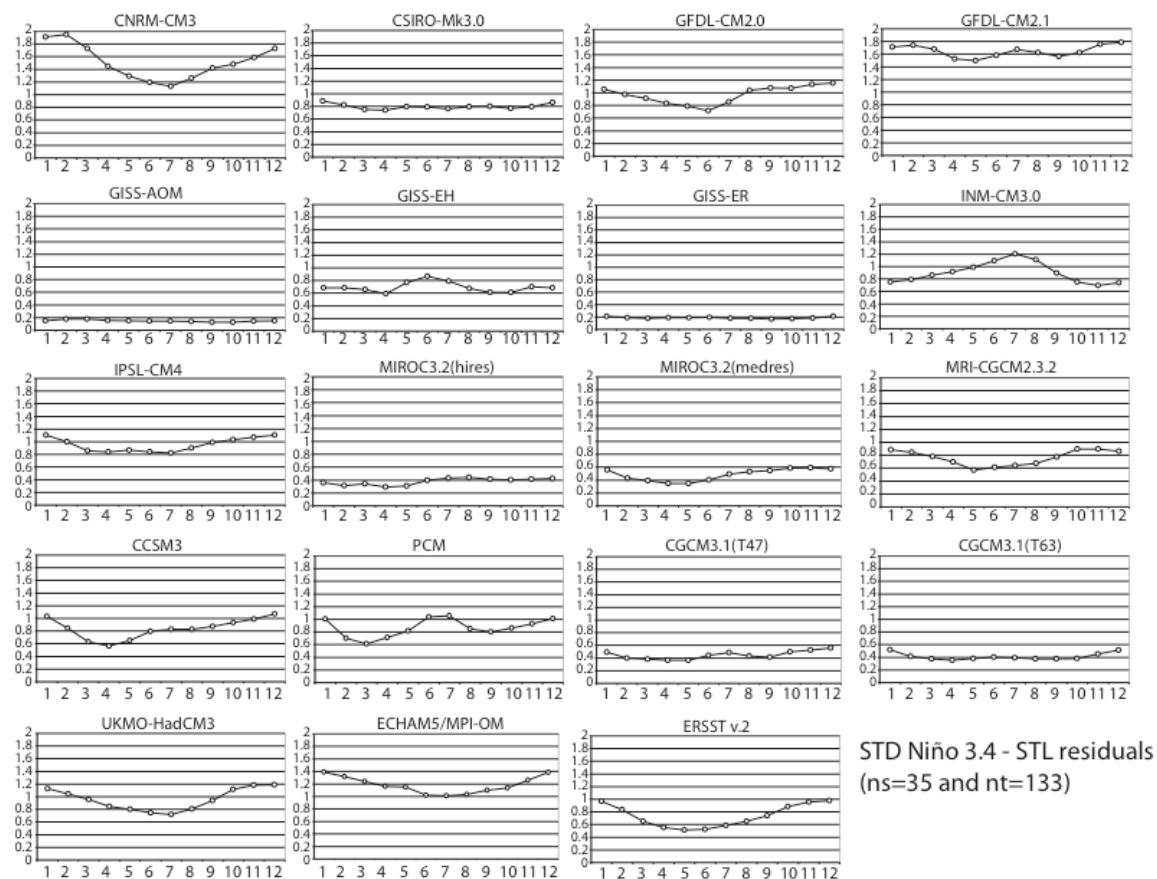
*Lead-lag correlations - Monthly Niño3.4 TS STL residual with 6-9 ISM rainfall trend residual (nt=21)
20C3M Simulations*



Dans les observations, on peut observer que les anomalies pluviométriques de la mousson indienne d'été sont corrélées négativement avec les TSO mensuelles dans la région Niño34 pendant l'été, mais surtout pendant l'automne et l'hiver boréal suivant la mousson. Quoiqu'il en soit, le constat majeur qui émerge de la figure 2.23 est que la plupart des modèles couplés récents participant au GIEC sont incapables de simuler correctement ces relations entre les pluies de mousson et le phénomène ENSO (mis à part le modèle GFDL-CM2.0 dont les performances sont remarquables). Les corrélations sont déjà négatives et significatives bien avant le démarrage de la mousson dans la majorité des simulations 20C3M. Elles connaissent un maximum au début de l'été (juin-juillet) et diminuent significativement pendant les saisons suivantes pendant lesquelles la relation est la plus intense dans les observations.

Une première cause possible de cette déficience est que de nombreux modèles couplés ont encore des difficultés à reproduire correctement le cycle annuel dans l'ensemble de la région indo-pacifique et, en particulier, le phasage de la variabilité ENSO à ce cycle annuel (figure 2.24). Or, les liens ENSO-mousson n'ont de sens que dans le cadre du cycle annuel comme nous l'avons illustré ci-dessus.

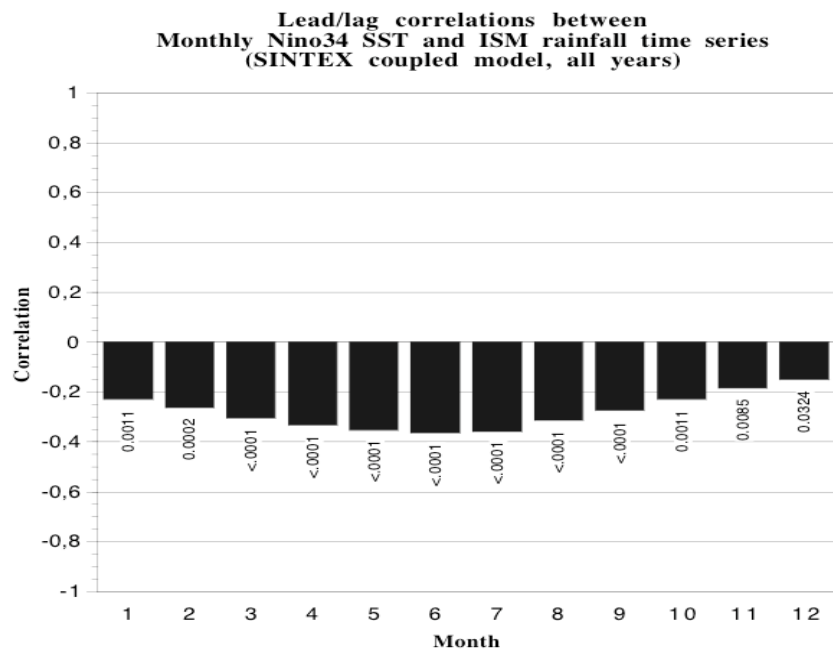
Figure 2.24 : Écarts-types mensuels de la composante résiduelle de l'analyse STL de la série Niño34 dans les observations (données ERSSTv2 de Smith et Reynolds, 2004a) et les différentes simulations couplées 20C3M disponibles dans la base de données du GIEC.



Dans les observations, les écarts-types mensuels de l'indice Niño34 sont maximaux pendant l'hiver boréal et minimaux au printemps. Ces caractéristiques traduisent simplement le fait que les événements ENSO se développent à partir du printemps boréal et atteignent leur phase de maturité pendant l'hiver boréal. Or, dix des dix-huit modèles couplés du GIEC sont encore incapables de simuler cette caractéristique importante du phénomène ENSO, ce qui pose évidemment des problèmes pour la restitution des relations mousson-ENSO dans les simulations réalisées avec ces modèles.

Malheureusement, ce phasage de la variabilité ENSO au cycle annuel est une condition nécessaire mais non suffisante pour une bonne restitution des relations mousson-ENSO dans une simulation couplée. Ainsi, le modèle couplé SINTEX est capable de reproduire une partie importante des caractéristiques observées du phénomène ENSO (Guilyardi et al., 2003; Terray et al., 2005a). En particulier, les écarts-types mensuels de l'indice Niño34 varient de 0.6°C en avril à 1.2°C en décembre dans les observations et de 0.38°C en mars à 0.53°C en décembre dans la simulation SINTEX. En d'autres termes, le modèle SINTEX est capable de reproduire le phasage au cycle annuel de la variabilité ENSO, bien que l'amplitude de cette variabilité soit considérablement réduite. De plus, le modèle SINTEX, comme la plupart des modèles couplés de sa catégorie, est capable de simuler l'impact de l'ENSO sur la mousson pendant l'été boréal, tel qu'il est observé dans les observations (figure 2.19). Malgré ce phasage correct de la variabilité ENSO au cycle annuel et cette restitution raisonnable de la relation entre l'ENSO et la mousson pendant la période estivale, le modèle SINTEX possède les mêmes défauts que ses concurrents en ce qui concerne la simulation des relations décalées entre la mousson et l'ENSO (figure 2.25).

Figure 2.25: Corrélations décalées entre l'indice saisonnier des pluies de mousson dans la région IMR et les séries mensuelles de TSO dans la région Niño3.4 calculées à partir de la simulation SINTEX. Les nombres figurant au-dessus ou en-dessous de chaque barre noire (représentant les corrélations) sont les probabilités critiques associées à chaque coefficient de corrélation comme dans la figure 2.22. D'après Terray et al. (2005a).

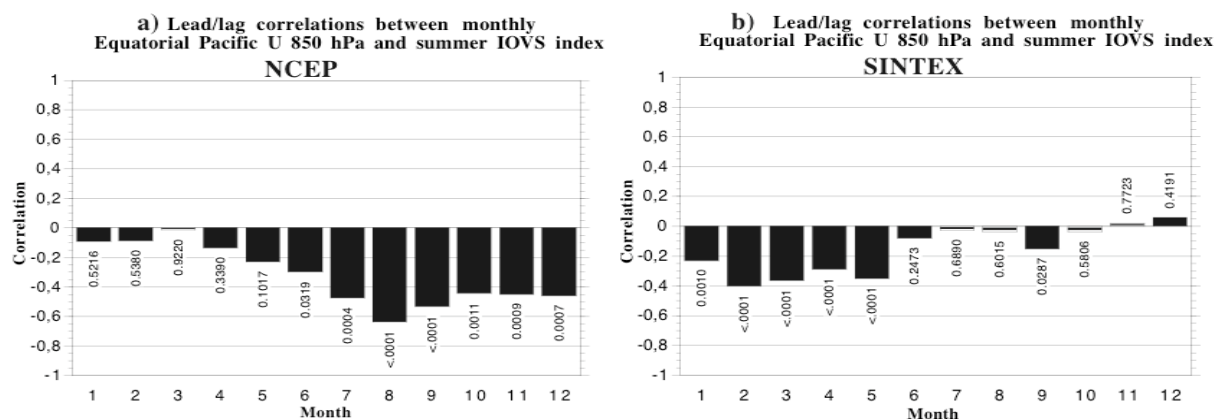


Six mois avant le démarrage de la mousson, les corrélations entre les pluies de mousson et les TSO dans la région Niño34 sont déjà négatives et significatives (figure 2.25). L'amplitude de cette corrélation augmente jusqu'au démarrage de la mousson et diminue ensuite très rapidement, si bien qu'aucune corrélation significative n'est observée entre les pluies de mousson et l'indice Niño34, trois mois après la fin de la mousson; alors que dans les observations, cette corrélation s'élève à 0,6 sur une période de 128 ans (figure 2.22), pourtant comparable à la durée de la simulation SINTEX (200 ans).

Une investigation poussée a été entreprise pour comprendre cette déficience du modèle SINTEX (Terray et al., 2005a). La structure des circulations est-ouest dans le domaine indo-pacifique pendant l'été boréal a été analysée en détail à la fois dans la simulation et les réanalyses NCEP. Une des conclusions de cette analyse est que le modèle SINTEX n'est pas capable de simuler les relations complexes qui sont observées dans la réalité entre les circulations de Hadley et de Walker au-dessus des océans Indien et Pacifique. A titre d'illustration, la figure 2.26 présente les corrélations entre un

indice saisonnier de la circulation de Hadley dans le secteur indien et les séries mensuelles du vent zonal à 850 hPa au-dessus du Pacifique équatorial dans la simulation et les observations.

Figure 2.26: Corrélations décalées entre un indice saisonnier (juin à septembre) de la circulation de Hadley dans le secteur Indien (il s'agit de l'indice IOVS) et la série mensuelle du vent zonal à 850 hPa au-dessus du Pacifique équatorial (EQPAC: 2.5°S-2.5°N, 160-130°W) dans les réanalyses NCEP sur la période 1948-1998 (a) et la simulation SINTEX (b). D'après Terray et al. (2005a).



Dans la réalité, la circulation de Hadley inverse au dessus de l'océan Indien, qui caractérise la mousson indienne d'été, a un impact significatif sur le vent zonal à 850 hPa au dessus du Pacifique équatorial pendant l'été boréal, mais aussi pendant les mois qui suivent (figure 2.26.a). De plus, le vent zonal à la surface du Pacifique équatorial est étroitement lié avec le flux zonal d'altitude (200 hPa) au-dessus de l'océan Indien qui constitue la branche de retour du flux de mousson pendant toute la période estivale (table 2.6).

Table 2.6 : Corrélations saisonnières (juin-septembre) entre le vent zonal à 850 hPa au-dessus du Pacifique équatorial (EQPAC: 2.5°S-2.5°N, 160-130°W) et les composantes zonale et méridienne du vent (à 850 et 200 hPa) au-dessus des régions EIMR (70-110°E, 10-30°N) et EQIO (océan Indien équatorial; 60-90°E, 2°S-2°N) dans les réanalyses NCEP et la simulation SINTEX. Ces régions correspondent à celles utilisées pour construire les indices dynamiques de mousson (IOVS, IOUS, IOW). Les corrélations significatives aux seuils de confiance de 99, 99.9 et 99.99% sont indiquées par une, deux et trois étoiles, respectivement. D'après Terray et al. (2005a).

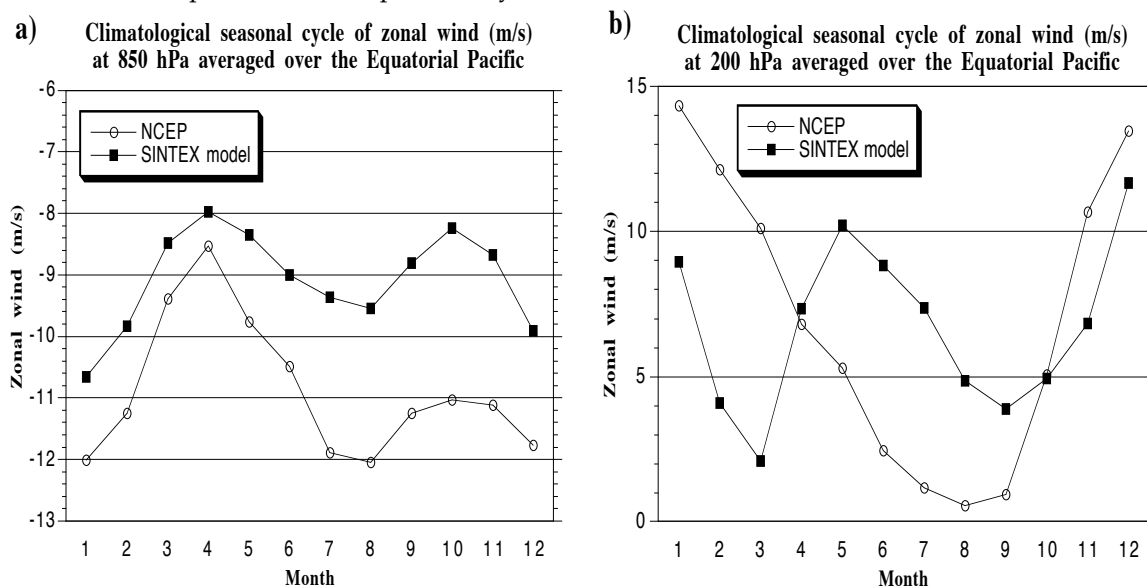
	EQPAC-U850 (NCEP)	EQPAC-U850 (SINTEX)
EQPAC-U200	-0.63***	-0.65***
EQIO-U200	0.69***	0.30***
EQIO-U850	-0.04	-0.27***
EIMR-U200	0.67***	0.36***
EIMR-U850	-0.39*	0.02
EIMR-V200	-0.04	0.09
EIMR-V850	-0.66***	-0.15

Il n'est pas inutile de rappeler ici que ces flux zonaux d'altitude sont aussi un très bon indicateur de la qualité de la mousson indienne puisqu'ils résultent directement du réchauffement de la haute et moyenne troposphère induit par la libération de chaleur latente associée au pluies de mousson (cf. chapitre I). Durant la mousson, cette liaison est plus forte que celle observée entre le flux zonal d'altitude (200 hPa) et de surface (850 hPa) au-dessus du Pacifique équatorial, si bien qu'il semble se produire une aspiration des flux de surface au dessus du Pacifique équatorial vers la haute troposphère au dessus de l'océan Indien via la convection au-dessus du continent maritime (table 2.6). Ce type de

phénomène ne se retrouve pas dans la simulation SINTEX dans laquelle la circulation de Walker au dessus du Pacifique équatorial fonctionne pratiquement en « circuit fermé » (figure 2.26 et table 2.6).

Plusieurs faits peuvent expliquer cette déficience, en particulier, le fait que la circulation de type Hadley inverse au-dessus de l’océan Indien n’est pas assez énergétique (cf. chapitre 1) et que le cycle annuel et la variabilité dans l’ouest du Pacifique sont très mal simulés par le modèle SINTEX (figures 1.6, 1.7 et 1.8; Terray et al., 2005a). Ce dernier biais a des conséquences dramatiques puisque le modèle SINTEX possède un cycle saisonnier du vent zonal à 200 hPa au dessus du Pacifique équatorial totalement erroné, avec un cycle semi-annuel dont l’un des maxima est observé au démarrage de la mousson alors que les vents d’altitude au dessus du Pacifique à cette époque sont en réalité très faibles (figure 2.27). Ces erreurs contribuent à dénaturer les relations entre les circulations est-ouest au dessus des océans Indien et Pacifique dans la simulation SINTEX.

Figure 2.27 : Cycle saisonnier de la composantes zonale du vent à 850 et 200 hPa au-dessus du Pacifique équatorial (EQPAC: 2.5°S-2.5°N, 160-130°W) estimé à partir des réanalyses NCEP et simulé par le modèle couplé SINTEX. D’après Terray et al. (2005a).



Les analyses synthétisées ci-dessus montrent que la plupart des modèles couplés récents ont encore des biais systématiques importants dans la simulation des relations mousson-ENSO. Ce type de biais systématique pose un problème majeur pour la compréhension des relations entre la mousson et l’ENSO et handicape sérieusement les systèmes de prévision saisonnière dynamique de la mousson indienne, mais aussi de l’ENSO (Turner et al., 2005). Des efforts sérieux devraient être entrepris dans le domaine de la modélisation couplée pour améliorer cette situation.

2.e Variabilité intrasaisonnière et régionale de la mousson indienne d’été

La mousson indienne d’été est affectée par une variabilité régionale et intrasaisonnière considérable (Goswami, 2005b). Cette forte variabilité intrasaisonnière contribue significativement à la variabilité “interne”, imprévisible à longue échéance, de la mousson et constitue donc un des obstacles majeurs à la prévision saisonnière de ce phénomène (Palmer, 1994). En effet, on peut considérer que la variabilité des pluies de mousson résulte des variations indépendantes de deux composantes, l’une associée aux variations lentes (et donc prévisibles) des conditions aux limites du système de la mousson et produisant des anomalies climatiques persistantes à l’échelle du sous-continent indien et de la saison, l’autre étant la manifestation “chaotique” des oscillations intrasaisonnières et de l’activité synoptique au sein de la saison de mousson. Dans ces conditions, la prévisibilité saisonnière “potentielle” des pluies résulterait de la contribution relative de ces deux composantes et celle-ci serait relativement faible en ce qui concerne la mousson indienne en raison de l’importance des oscillations

intrasaisonniers (Goswami, 1998; AjayaMohan et Goswami, 2003). Selon ces auteurs, les faibles scores obtenus par les systèmes de prévision dynamique ou statistique de la mousson indienne seraient ainsi largement associés au fait que la variance “interne” chaotique du système serait du même ordre de grandeur que la variance “externe” résultant du forçage des conditions aux limites.

Sans remettre en cause ce constat relativement pessimiste, nous allons démontrer dans cette section qu’il est possible de distinguer deux sous-périodes dans la mousson d’été en Inde et que les forçages externes associés aux fluctuations pluviométriques au cours de ces deux sous-périodes sont fondamentalement différents. Ces caractéristiques curieuses de la variabilité de la mousson ont été étudiées en détail dans Terray (1995) et Terray et al. (2003). Ces résultats sont importants pour comprendre les mécanismes physiques qui sont à l’origine de la variabilité de la mousson. Paradoxalement, cette analyse va aussi suggérer que la deuxième partie de la mousson (août-septembre) est plus sensible aux conditions aux limites du système couplé et est donc potentiellement plus prévisible que la phase de démarrage de la mousson (juin-juillet). Ces résultats ouvrent ainsi des perspectives novatrices en ce qui concerne la prévision à longue échéance des pluies de mousson. On tentera d’explicitier les processus physiques responsables de ce paradoxe au chapitre suivant qui traite du rôle de l’océan Indien dans la variabilité du système mousson-ENSO.

La table 2.7 présente les moyennes et écarts-types mensuels de la série des pluies de mousson d’été en Inde, ainsi que les corrélations entre ces indices pluviométriques mensuels et l’indice saisonnier (il s’agit de l’indice IMR déjà utilisé au chapitre I).

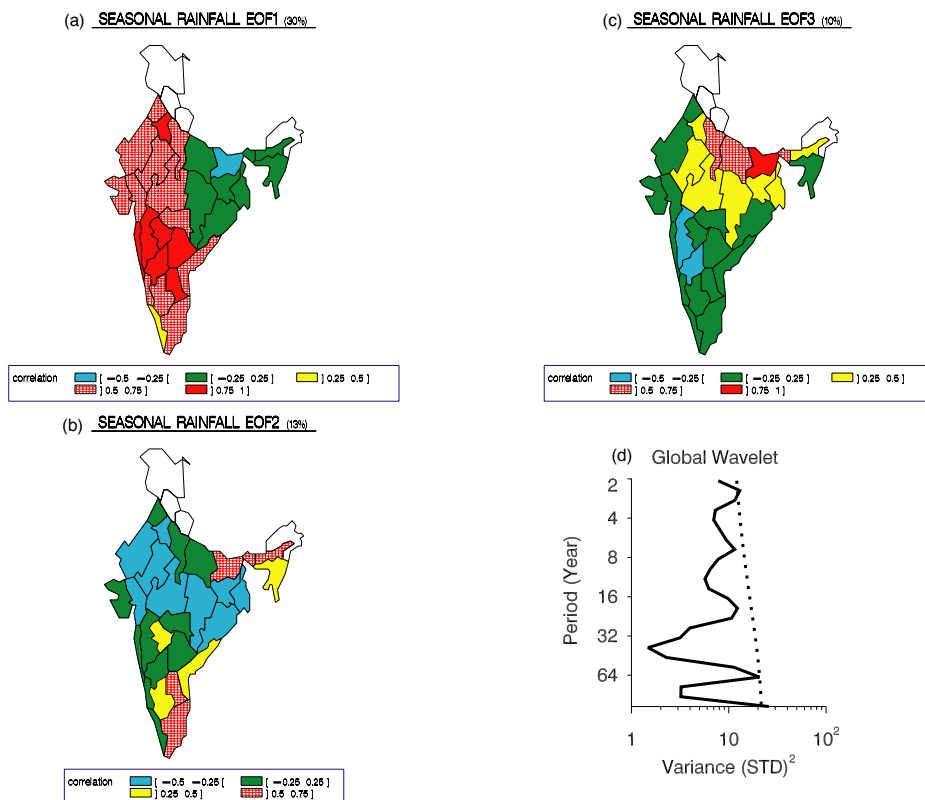
Table 2.7: Moyennes et écarts-types mensuels de la série des pluies de mousson d’été en Inde (AIR: All-India Rainfall) estimée à partir des observations sur la période 1871-1998 (Parthasarathy et al., 1995). Corrélations entre ces indices pluviométriques mensuels (AIR6, AIR7, AIR8, AIR9) et l’indice saisonnier (il s’agit de l’indice IMR déjà utilisé au chapitre I) pendant cette même période. D’après Terray et al. (2003).

	AIR6	AIR7	AIR8	AIR9
Mean (mm)	163.3	273.9	243.6	171.1
STD (mm)	36.4	36.5	38.2	37.7
corrélations				
IMR	0.38	0.58	0.59	0.65

Le maximum des pluies de mousson d’été sur le sous-continent indien se produit en juillet et août et les pluies diminuent ensuite rapidement en septembre. Cette dernière caractéristique est due au fait que la mousson s’est déjà retirée dans le nord de l’Inde en septembre (Krishnamurty et Shukla, 2000). Cependant à l’échelle interannuelle, c’est la variabilité des pluies pendant la deuxième partie de la mousson (août-septembre) qui semble la plus importante puisque les écarts-types mensuels sont plus élevés et que la corrélation entre les indices pluviométriques mensuels et l’indice des pluies saisonnières augmente progressivement du démarrage (juin) au retrait (septembre) de la mousson d’été. A titre d’illustration, la corrélation entre la série pluviométrique en juin et les pluies de mousson à l’échelle saisonnière n’est que de 0,38 alors que cette corrélation s’élève à 0,65 avec la série pluviométrique de septembre.

Afin de valider ces résultats et illustrer la forte variabilité spatiale des pluies de mousson, une analyse en composante principale (“EOF analysis” en anglais) des séries pluviométriques de mousson d’été dans les 29 subdivisions météorologiques indiennes sur la période 1871-1998 est présentée sur la figure 2.28.

Figure 2.28: Résultats d'une analyse en composante principale des séries pluviométriques de mousson d'été dans les 29 subdivisions météorologiques indiennes sur la période 1871-1998. Les vecteurs propres et les composantes principales associées ont été calculés à partir de la matrice des corrélations entre ces séries pluviométriques. Les trois premiers modes de cette analyse et le spectre en ondelettes global de la première composante principale (associée au premier mode) sont présentés. Le pourcentage de variance décrit par chacun des modes est donné entre parenthèses. D'après Terray et al. (2003).



Le premier mode explique seulement 30% de la variance des pluies de mousson des 29 subdivisions météorologiques indiennes, ce qui illustre bien la forte variabilité régionale des pluies de mousson sur le sous-continent indien. Ce mode décrit essentiellement la variabilité des pluies dans la péninsule et la partie ouest du sous-continent indien. La composante principale associée est très corrélée avec l'indice pluviométrique saisonnier sur l'ensemble du sous-continent indien (indice IMR) qui a été utilisé dans les paragraphes précédents (corrélation de 0,88). Le spectre en ondelettes de cette série montre que ce mode décrit essentiellement les variations pluviométriques associées à la TBO (Meehl, 1997; Meehl et Arblaster, 2002a). Des pics spectraux existent aussi dans les périodicités allant de 4 à 6 ans et à 64 ans comme pour l'indice saisonnier global. Le second mode explique 13% de la variance des pluies saisonnières et oppose les régions de la plaine indo-gangétique, sous l'influence du thalweg de mousson, au piémont himalayen et aux régions localisées dans la partie sud-est de la péninsule indienne. Ce mode décrit le balancement méridien de la dépression de mousson associé aux fluctuations d'intensité de la circulation de Hadley inverse au nord de l'équateur d'une année sur l'autre (Terray, 1995; Terray et al., 2003). Cependant, il n'est pas significativement associé aux fluctuations interannuelles de l'indice saisonnier des pluies sur le sous-continent indien (corrélation de $-0,16$, non significative au seuil de confiance de 95 %).

La circulation atmosphérique associée à ces différents modes spatiaux de variabilité pluviométrique a été étudiée en détail (Terray, 1995; Terray et al.; 2003). En particulier, les différentes composantes principales de cette analyse ont été corrélées à l'indice dynamique (IMI) de Wang et al. (2001) qui traduit les anomalies de vorticité dans la basse troposphère associées aux fluctuations d'intensité du thalweg de mousson (rappelons que cet indice IMI déjà utilisé dans la section 1.b est défini comme la différence entre les anomalies standardisées du vent zonal à 850 hPa dans les domaines 5-15°N, 40-80°E et 20-30°N, 70-90°E). Les corrélations entre la série saisonnière de cet indice IMI et les deux premières composantes principales des pluies de mousson sont égales, respectivement, à 0,70 et $-0,39$

et sont significatives à un seuil de confiance de plus de 99%. Ces corrélations confirment que les deux premières composantes principales des pluies traduisent d'une part les fluctuations d'intensité et d'autre part la translation méridienne de la position du thalweg de mousson pendant l'été boréal. Cette analyse suggère aussi que la première composante principale des pluies saisonnières est un bon indicateur de la variabilité spatiale, mais aussi temporelle des pluies de mousson sur l'Inde. De plus, si l'on considère l'indice IMI à l'échelle mensuelle, les corrélations avec la première composante principale des pluies augmentent progressivement de juin à septembre de 0,24 à 0,66 et ces corrélations sont uniquement significatives pendant les mois d'août et septembre (table 2.8).

Table 2.8: Corrélations entre la première composante principale des pluies de mousson dans les 29 subdivisions météorologiques indiennes et les séries mensuelles d'un indice dynamique de mousson ("Indian Monsoon Index" ou IMI). L'indice dynamique IMI est défini dans le texte; il est estimé à partir des réanalyses atmosphériques NCEP (Kalnay et al., 1996). Les corrélations sont calculées sur la période 1948-1998; les coefficients significatifs au seuil de confiance de 99% selon un test bilatéral de Student sont indiqués par une étoile. D'après Terray et al. (2003).

Variable/mois	Juin	Juillet	Août	Septembre
IMI	0.24	0.25	0.40*	0.66*

Cette augmentation des corrélations entre les indices saisonniers des pluies et des indices dynamiques mensuels est systématique. Elle se retrouve aussi sur des indices de cisaillement du vent (zonal ou méridien) entre la haute et la basse troposphère traduisant l'intensité de la circulation (tridimensionnelle) de mousson (Terray et al., 2003).

Cette amplification des anomalies de circulation pendant la deuxième partie de la mousson (août-septembre) est aussi illustrée par la figure 2.29 qui présente une analyse composite de la fonction de courant à 200 hPa en juin-juillet et août-septembre pendant les années de mousson humides et sèches. Les valeurs positives (négatives) de la fonction de courant indiquent une circulation dans le sens (inverse) des aiguilles d'une montre. On peut remarquer immédiatement que les anticyclones tibétain et des Mascareignes sont renforcés (affaiblis) et décalés vers l'ouest (l'est) en août-septembre des années humides (sèches). Le JTE est aussi significativement accéléré (ralenti) pendant la deuxième partie de la mousson d'été lors des années humides (sèches). Mais le fait le plus marquant est que ces anomalies de circulation n'apparaissent qu'en août-septembre et que les anomalies en juin-juillet restent non significatives, sauf au-dessus des zones océaniques voisines de Madagascar pendant les années sèches. Ces anomalies de la fonction de courant traduisent l'affaiblissement précoce de la circulation de Hadley et de l'anticyclone des Mascareignes pendant les années sèches ce qui suggère que des mécanismes propres à l'océan Indien Sud peuvent jouer un rôle dans la variabilité de la mousson d'été (cf. chapitre III).

Pour confirmer que la variabilité interannuelle des pluies de mousson à l'échelle saisonnière est essentiellement contrôlée par les anomalies de circulation observées pendant la deuxième partie de la mousson (août-septembre), la figure 2.30 présente l'analyse en ondelettes de l'indice IMI restreint aux mois d'août-septembre.

Il est remarquable que les signatures spectrales présentent sur cet indice dynamique de fin de mousson sont très similaires à celles observées sur l'indice saisonnier global des pluies de mousson ou sur la première composante principale des pluies dans les 29 subdivisions météorologiques indiennes (figures 2.11 et 2.28). Trois bandes de fréquences contribuent à la variabilité interannuelle des indices: la TBO, une bande de périodicités comprises entre 4 et 8 ans et, enfin, des oscillations basse fréquence avec une périodicité proche de 16 ans. Ce constat suggère à nouveau que les oscillations basse fréquence qui structurent la variabilité de la mousson se manifestent essentiellement pendant la deuxième phase de la mousson d'été.

Figure 2.29: Analyse composite de la fonction de courant à 200 hPa en fonction de la qualité de la mousson indienne pendant la période 1958-1999. Les années humides (6 années) et sèches (10 années) sont définies à partir de l'indice saisonnier des pluies (indice IMR). **(a)** moyennes de la fonction de courant en juin-juillet des années humides. **(b)** anomalies centrées-réduites de la fonction de courant en juin-juillet des années humides. **(c)** probabilités critiques associées aux moyennes de juin-juillet des années humides; seuls les niveaux de confiance de 90, 99 et 99,9% sont présentés sur la carte (c). **(d)**, **(e)**, **(f)** identiques à (a), (b), (c), mais pour août-septembre des années humides. **(g)**, **(h)**, **(i)** identiques à (a), (b), (c), mais pour juin-juillet des années sèches. **(j)**, **(k)**, **(l)** identiques à (a), (b), (c), mais pour août-septembre des années sèches. D'après Terray et al. (2003).

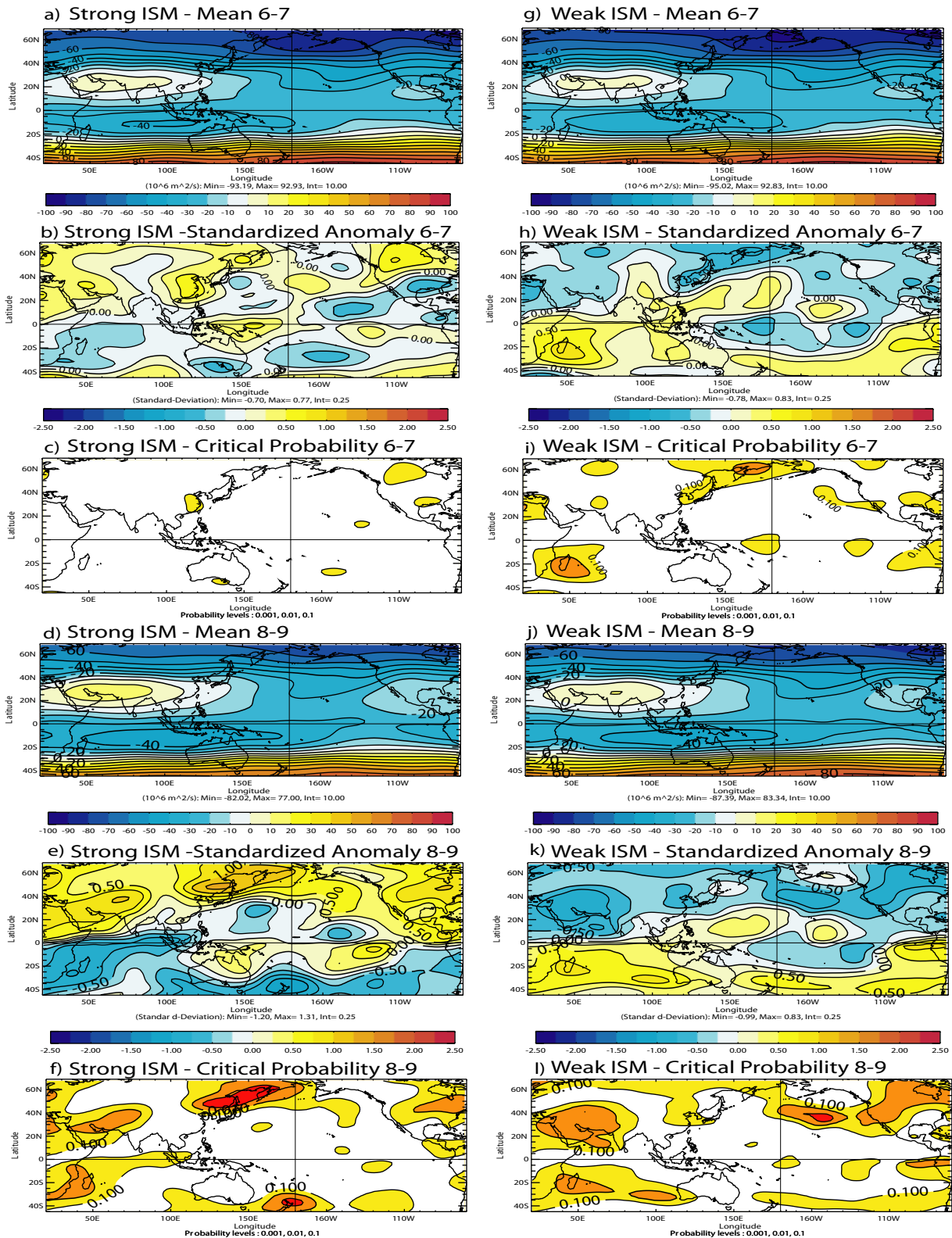
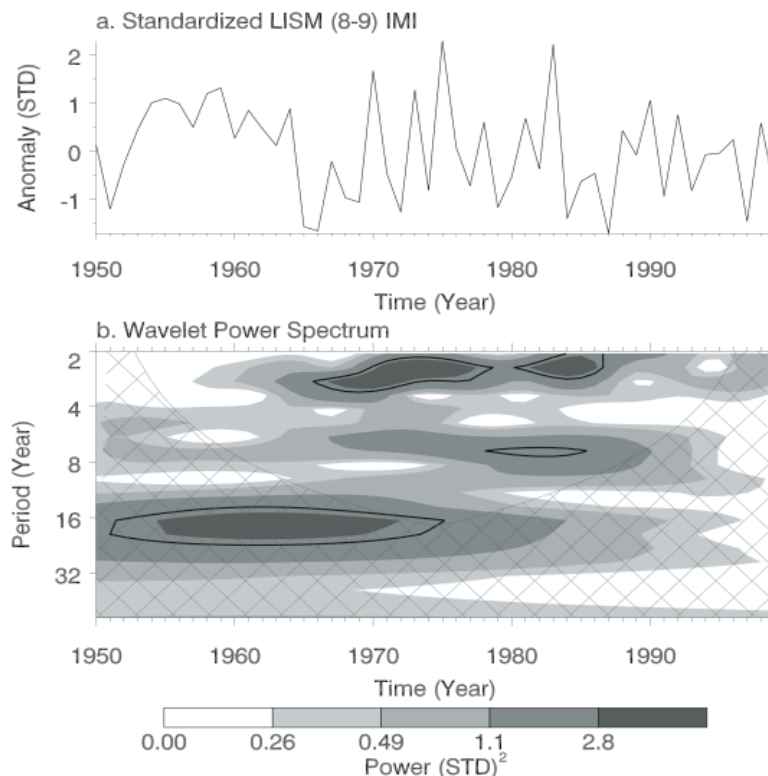


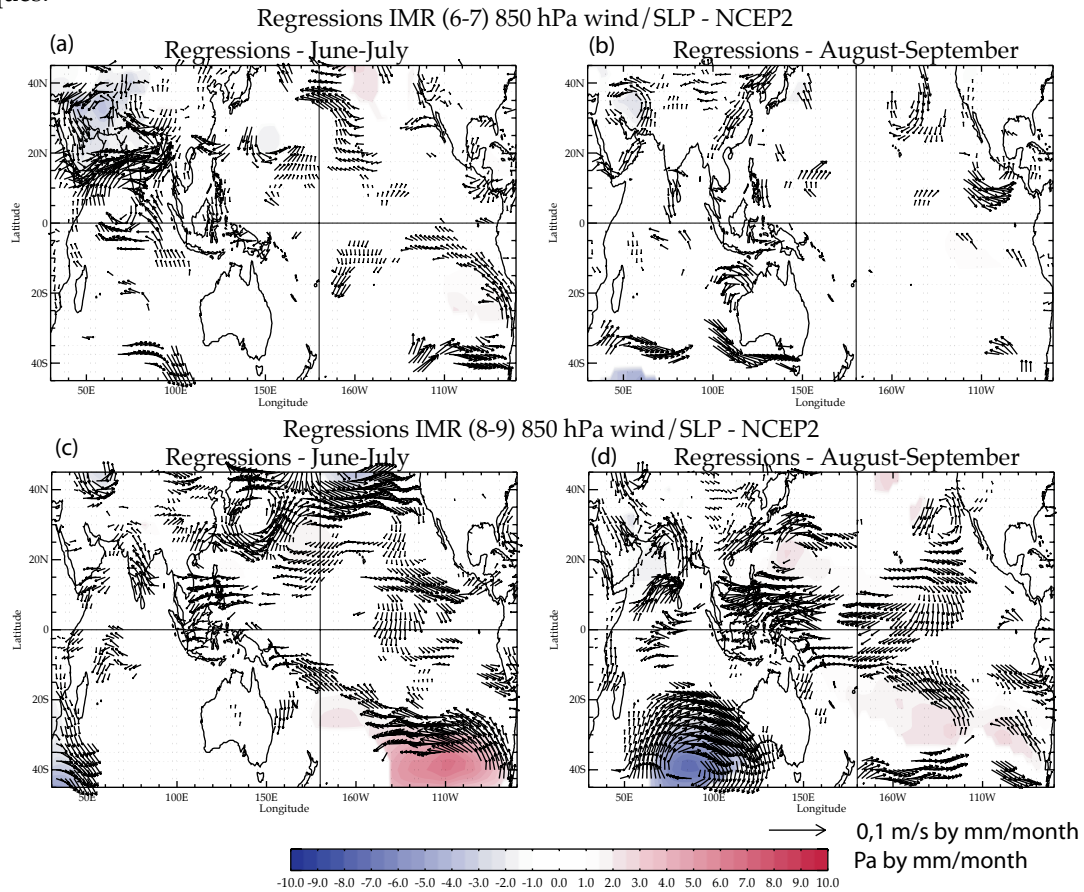
Figure 2.30: . Analyse en ondelettes de l'indice IMI de Wang et al. (2001), calculé sur les mois d'août-septembre de 1948 à 2001. L'indice IMI est défini dans le texte. D'après (Terray et al., 2003).



Pour étayer ces conclusions, la figure 2.31 présente les cartes des coefficients de régression des champs bimensuelles de vent à 850 hPa et de SLP pendant la mousson en fonction des indices pluviométriques de juin-juillet et d'août-septembre. Il apparaît que les variations pluviométriques observées en juin-juillet sont essentiellement liées à des caractéristiques locales (dans l'océan Indien Nord) des champs de vent et ne donnent aucune information significative sur les fluctuations de la circulation de mousson pendant la deuxième phase de la mousson (août-septembre). A l'opposé, les fluctuations pluviométriques observées pendant la deuxième phase de la mousson sont liées à des anomalies de circulation plus intenses et d'une grande extension spatiale puisque l'ensemble du champ de vent à 850 hPa dans les régions indo-pacifiques est significativement associé à l'indice pluviométrique d'août-septembre. Ce résultat est consistant avec l'influence prépondérante de l'ENSO pendant la deuxième partie de la mousson que nous avons illustrée dans la section précédente. Cependant, les signes précurseurs de ces anomalies de circulation qui affectent la deuxième phase de la mousson sont difficiles à détecter en juin-juillet dans l'océan Indien (figure 2.31). Cette analyse statistique suggère déjà que les mécanismes générateurs de la variabilité interannuelle des pluies de mousson en Inde sont sensiblement différents au sein de la saison de mousson et que l'on peut diviser la saison de mousson en deux parties distinctes (juin-juillet et août-septembre). Notons à ce propos que la corrélation entre la série pluviométrique indienne de juin-juillet et celle d'août-septembre est très faible puisque cette corrélation ne s'élève qu'à 0,26 sur la période 1958-2001 et à seulement 0,15 sur la période 1979-2001. Ces deux valeurs ne sont pas significatives, même à un seuil de confiance de 90% en utilisant un test bilatéral de Student classique. Ces résultats confirment une étude ancienne de Mooley (1971) et montrent à nouveau la faible persistance des anomalies pluviométriques au cours de la saison de mousson.

Pour confirmer définitivement l'intérêt de considérer deux sous-périodes au sein de la mousson d'été, nous allons maintenant illustrer que les forçages externes associés à la variabilité des pluies pendant la phase de démarrage (juin-juillet) et de fin de mousson (août-septembre) sont sensiblement différents et même opposés.

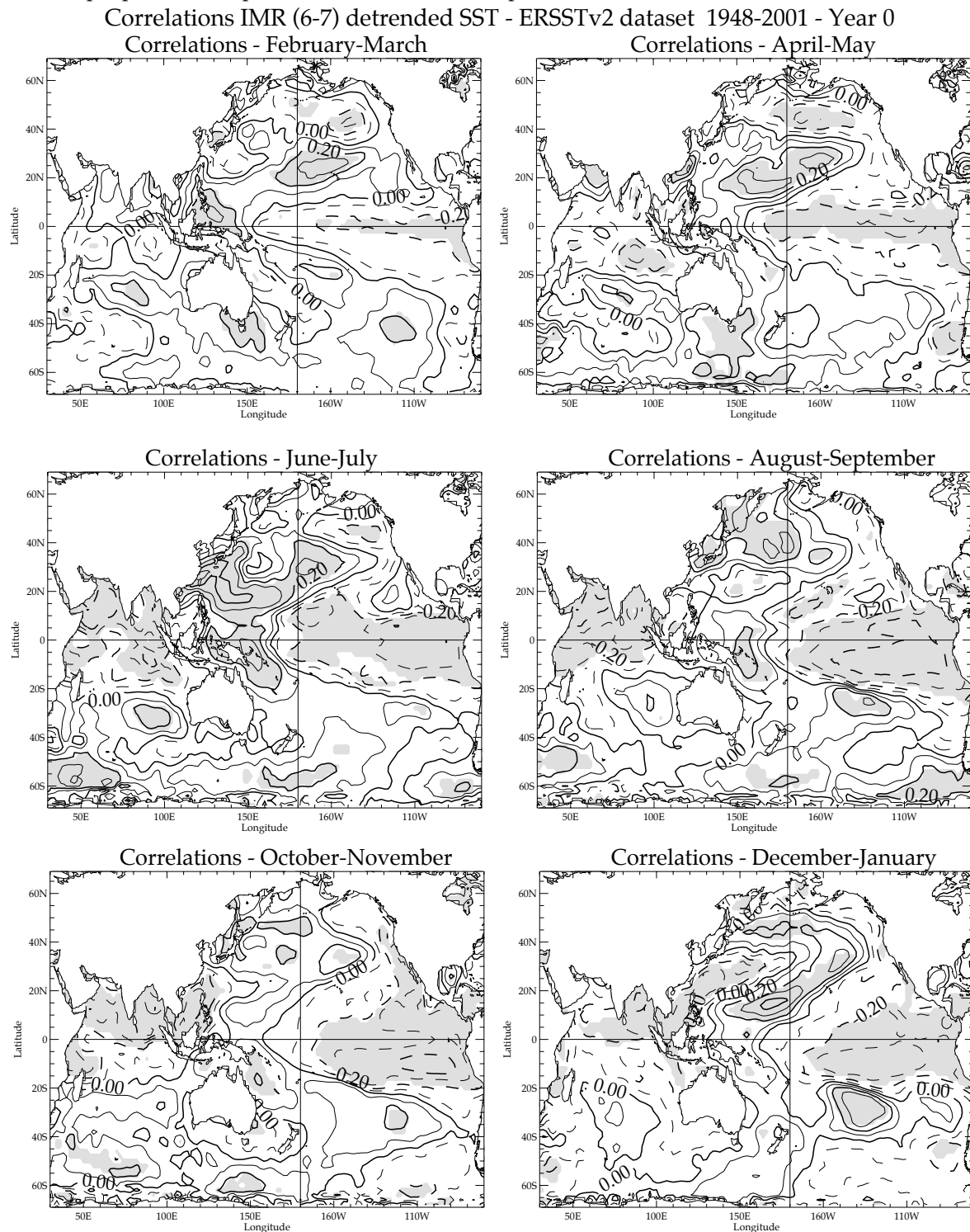
Figure 2.31: (a) et (b) Cartes des coefficients de régression des champs de vent à 850 hPa et de SLP en juin-juillet et août-septembre (variables dépendantes) en fonction de la série temporelle des pluies indiennes en juin-juillet (variable indépendante). (c) et (d) identiques à (a) et (b) mais pour la série temporelle des pluies indiennes en août-septembre. Les coefficients de régression sont estimés à partir des réanalyses NCEP2 (Kanamitsu et al., 2002) et des indices de pluies de Parthasarathy et al. (1995) sur la période 1979-2001. Les coefficients qui ne sont pas significatifs à un seuil de confiance de 90% selon un test de type « bootstrap » qui tient compte de l'autocorrelation temporelle des séries sont masqués.



La figure 2.32 présentent les corrélations décalées entre les pluies de mousson indienne en juin-juillet et les anomalies bimensuelles de TSO dans les océans Indien et Pacifique pendant la période 1948-2001. La figure 2.33 illustre les résultats d'une analyse similaire pour l'indice de mousson en août-septembre.

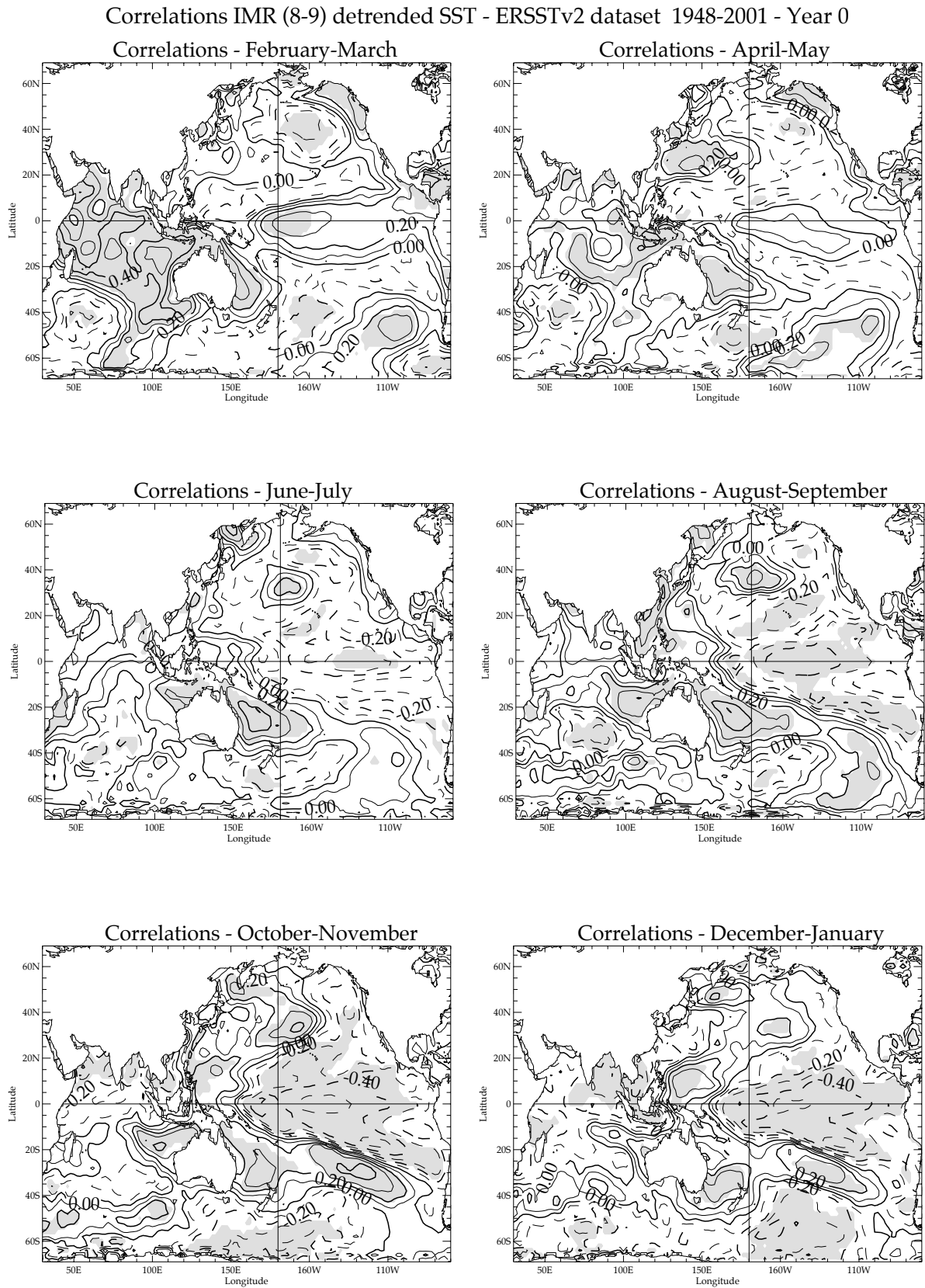
Ces analyses confirment d'abord le lien étroit qui existe entre la mousson indienne et l'ENSO, puisque des corrélations significatives sont observées dans le Pacifique pour les deux indices pluviométriques de mousson considérés. Cependant, les évolutions des TSOs dans le Pacifique associées aux fluctuations pluviométriques pendant les deux phases de la mousson sont sensiblement différentes et même opposées de la fin de l'hiver boréal au printemps précédant le démarrage de la mousson. Les anomalies positives (négatives) des pluies sur le sous-continent indien pendant la période de juin-juillet sont essentiellement associées à des anomalies de TSO dans l'océan Pacifique et plus précisément, à un développement précoce des événements La Niña (El Niño) pendant le printemps boréal (figure 2.32). Ceci est en accord avec certaines études antérieures qui suggèrent que la phase de l'ENSO au printemps peut contrôler la qualité de la mousson (Ju et Slingo, 1995; Kawamura, 1998). Cependant, cette association significative ne semble concerner que la phase de démarrage de la mousson. A l'opposé, l'occurrence d'un événement El Niño l'hiver boréal précédent semble être un prédicteur significatif de la variabilité de la mousson pendant les mois d'août et septembre plusieurs mois après (figure 2.33). Ceci confirme qu'une mousson indienne excédentaire est précédée par une transition d'un état El Niño à un état La Niña dans le Pacifique (Shukla et Paolino, 1983; Wang et al., 2001). Cependant cette caractéristique est une signature propre de la seconde phase de la mousson et non de la mousson dans son ensemble (Terray et al., 2003).

Figure 2.32: Corrélations décalées entre les pluies de mousson indienne en juin-juillet [indice de Parthasarathy et al. (1995)] et les anomalies bimensuelles de TSO dans les océans Indien et Pacifique calculées sur la période 1948-2001 et pour une fenêtre d'un an commençant en février-mars avant le démarrage de la mousson et se finissant en décembre-janvier après la mousson d'été (année 0). Les TSOs proviennent des données ERSSTv2 (Smith et Reynolds, 2004a) Dans la mesure où les champs de TSO sont non-stationnaires, les séries de TSO de 1871 à 2004 (en chaque point de grille) ont d'abord été filtrées avec la procédure STL, déjà utilisée dans la section 2.b, et les termes résiduels de la décomposition STL de chaque série de TSO ont été utilisés pour calculer les corrélations sur la période 1948-2001. De cette façon, les tendances à long terme des champs de TSO ne sont pas susceptibles de masquer le signal interannuel associé à la mousson indienne d'été. Les zones grisées correspondent aux corrélations qui sont significatives à un seuil de confiance de 90% selon un test de type "bootstrap" qui tient compte de l'autocorrélation temporelle des différentes séries.



intervalle : 0.1

Figure 2.33: Analyse similaire à la figure 2.32, mais pour les pluies de mousson indienne en août-septembre.



Paradoxalement, les signaux précurseurs sur les champs de TSO de la qualité des pluies pendant la deuxième partie de la mousson d'été sont beaucoup plus marqués et significatifs (figure 2.33). Ce

résultat permet d'avancer l'hypothèse surprenante que la fin de la mousson indienne d'été (août et septembre) est beaucoup plus sensible aux conditions aux limites du système couplé et est donc plus prévisible que le démarrage de la mousson (juin et juillet).

Ainsi, une différence fondamentale entre l'évolution des champs de TSO associée aux deux phases de la mousson est que des signaux précurseurs très significatifs existent en février-mars dans l'océan Indien pour la deuxième phase de la mousson, ce qui n'est absolument pas le cas pour la phase de démarrage. Plus précisément, une mousson humide en août-septembre est précédée par des anomalies positives de TSO dans le centre et le sud-est de l'océan Indien et négatives au sud de Madagascar à la fin de l'été austral (en février-mars) et vice-versa (figure 2.33). Nous tenterons de donner un sens physique à cette relation statistique forte entre les TSOs de l'océan Indien, pendant l'hiver et le printemps boréal, et la qualité de la mousson indienne d'été dans le chapitre suivant.

Les analyses statistiques présentées dans cette section suggèrent donc que les moussons exceptionnelles sont significativement associées à des anomalies pluviométriques et de circulation persistantes pendant la deuxième partie de la mousson. En d'autres termes, c'est la période de fin de mousson qui semble contrôler la variabilité interannuelle du cumul saisonnier et non la phase de démarrage de la mousson. Ces résultats illustrent aussi l'intérêt de considérer séparément les deux sous-périodes de la mousson estivale dans une optique de prévisibilité à longue échéance du cumul saisonnier des pluies puisque les forçages "externes" associés à la variabilité des pluies pendant les phases de démarrage et de fin de mousson sont sensiblement différents.

Cette dichotomie fondamentale qui existe entre les phases de démarrage (juin-juillet) et de fin (août-septembre) de la mousson du point de vue de la variabilité interannuelle ouvre donc des perspectives originales pour la prévision saisonnière des pluies de mousson puisque, d'une part, elle simplifie l'analyse des signaux précurseurs associés à la qualité de la mousson et que, d'autre part, elle suggère que l'océan Indien Sud et tropical pourrait jouer un rôle crucial sur la variabilité interannuelle de la mousson indienne d'été et, plus généralement, dans la TBO (Terray et al., 2003, 2005b; Terray et Dominiak, 2005; Dominiak et Terray, 2005). Ceci nous amène tout naturellement à reconsidérer le rôle de l'océan Indien dans l'ensemble du système mousson-ENSO au chapitre suivant.

CHAPITRE III

Rôle de l'océan Indien dans le système mousson-ENSO **à l'échelle interannuelle**

Observation et simulation couplée

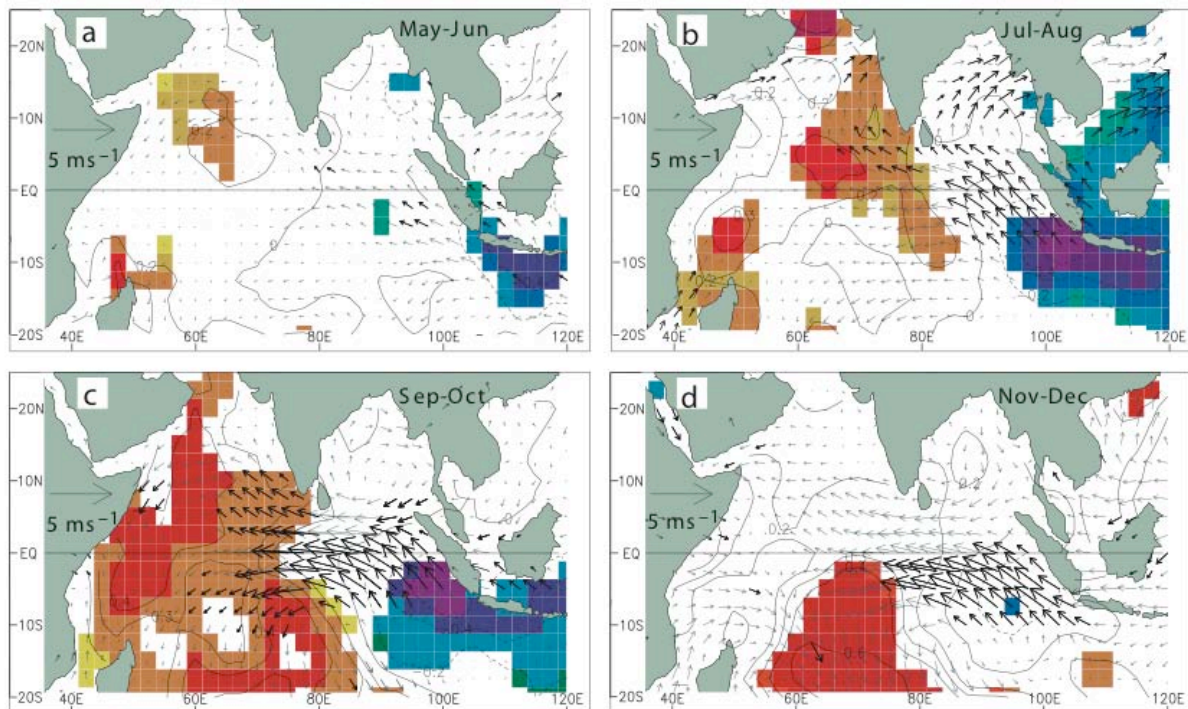
3.a Introduction

Malgré la relation significative entre la mousson indienne d'été et l'ENSO dont nous venons d'exposer les ingrédients, les indices ENSO n'expliquent que 35 à 40 % de la variance des pluies en Inde. Il est donc raisonnable de s'intéresser au rôle des autres océans et, en particulier, de celui de l'océan Indien voisin dans cette variabilité pour améliorer les prévisions saisonnières de la mousson.

L'océan Indien a longtemps été considéré comme une composante passive du système climatique par rapport à son voisin Pacifique. En effet, le signal qui domine la variabilité interannuelle de l'océan Indien tropical est à nouveau lié à l'ENSO avec notamment un réchauffement synchrone ou légèrement décalé pendant la phase de maturité des événements El Niño (Cadet, 1985; Klein et al., 1999; Lau et Nath, 2000, 2003). Ce signal dominant (30% de la variance) est de polarité uniforme et les climatologues ont longtemps considéré qu'il n'avait pas de conséquences climatiques majeures (Webster et al., 1998). Cette affirmation d'un océan Indien "esclave" est maintenant largement contestée. Des études récentes ont en effet suggéré des relations beaucoup plus complexes entre les océans Pacifique et Indien, avec, en particulier, l'existence de modes couplés océan-atmosphère propres à l'océan Indien, tels le mode « dipôle tropical » (Saji et al., 1999; Webster et al., 1999) et le mode « dipôle subtropical » (Behera et Yamagata, 2001). Récemment, Wu et Kirtman (2004a, 2004b, 2005) ont aussi illustré que l'océan Indien jouait un rôle fondamental dans les relations mousson-ENSO à l'échelle interannuelle.

Le mode dipôle tropical, dans sa phase positive, se caractérise par des anomalies froides de la TSO près des côtes de Sumatra et des anomalies chaudes de la TSO dans la partie ouest de l'océan Indien (figure 3.1).

Figure 3.1: Composites de vent et de TSO illustrant la variabilité associée au dipôle tropical de l'océan Indien. L'indice « classique » du dipôle tropical est défini comme la différence entre les TSOs d'une région ouest (50-70°E, 10°S-10°N) et est (90-110°E, 10°S-0°) de l'océan Indien tropical pendant l'automne boréal. D'après Saji et al. (1999).



Il explique approximativement 12% de la variance des champs de TSO dans les régions tropicales du bassin indien (Saji et al., 1999). Ces événements apparaissent de façon préférentielle pendant l'automne boréal, juste après la mousson d'été en Inde. L'atmosphère répond à ce gradient d'anomalies de TSO, en développant une anomalie de vent d'est le long de l'équateur. Cette anomalie entraîne une remontée de la thermocline et un abaissement du niveau de la mer dans l'est de l'océan Indien et des phénomènes inverses dans l'ouest. Ces anomalies couplées de vent et de TSO s'accompagnent d'excédents pluviométriques en Afrique de l'Est et de déficits dans la région indonésienne. Plusieurs études ont affirmé qu'il s'agit d'un mode de variabilité propre à l'océan Indien, car ces événements dipôlares ne sont pas systématiquement liés au phénomène ENSO (Webster et al., 1999; Saji et al., 1999; Saji et Yamagata, 2003; Behera et al., 2006). Cependant, l'indépendance des événements dipôles de l'océan Indien avec l'ENSO est maintenant largement contestée et les relations entre ce mode dipôle, l'ENSO et la mousson indienne sont le sujet de multiples controverses dans la littérature récente (Allan et al., 2001; Yamagata et al., 2002 ; Saji et Yamagata, 2003; Meehl et al., 2003; Li et al., 2003; Ashok et al., 2001, 2004; Terray et al., 2005b; Terray et Dominak, 2005; Spencer et al., 2005; Fischer et al., 2005; Behera et al., 2006 ; Terray et al., 2006). Dans la mesure où la relation de ce dipôle de l'océan Indien avec la variabilité interannuelle de la mousson d'été en Inde est aussi très mal comprise et que ce mode couplé possède une périodicité quasi-bisannuelle, comme les pluies de mousson, il est utile de mieux documenter les relations entre ces deux phénomènes.

Le mode dipôle subtropical (Behera et Yamagata, 2001) est un autre mode de variabilité propre à l'océan Indien qui est tout aussi important que le dipôle tropical évoqué ci-dessus comme nous allons l'illustrer dans ce chapitre. Ce mode apparaît de façon préférentielle pendant l'été austral et se manifeste dans l'océan Indien Sud. Les relations entre ce dipôle subtropical, l'ENSO, la mousson indienne et le dipôle tropical de l'océan Indien sont très peu documentées. Mes travaux de recherche récents (et la thèse de S. Dominiak) ont tenté de combler cette lacune et suggèrent que ce mode et, de façon plus général, l'océan Indien Sud pourrait jouer un rôle crucial sur la variabilité interannuelle de la mousson indienne d'été, sur l'ENSO et plus généralement dans la TBO (Terray et al., 2003, 2005b, 2006; Terray et Dominiak, 2005; Dominiak et Terray, 2005).

De nombreuses études ont enfin souligné le rôle crucial de l'océan Indien tropical et des interactions océan-atmosphère dans ce bassin pour expliquer l'existence de la TBO dont les différentes phases sont habituellement définies à partir des variations interannuelles de la mousson indienne d'été (Chang et Li, 2000; Li et al., 2001a, 2001b; Kim et Lau, 2001; Meehl et al., 2003; Wang et al., 2003).

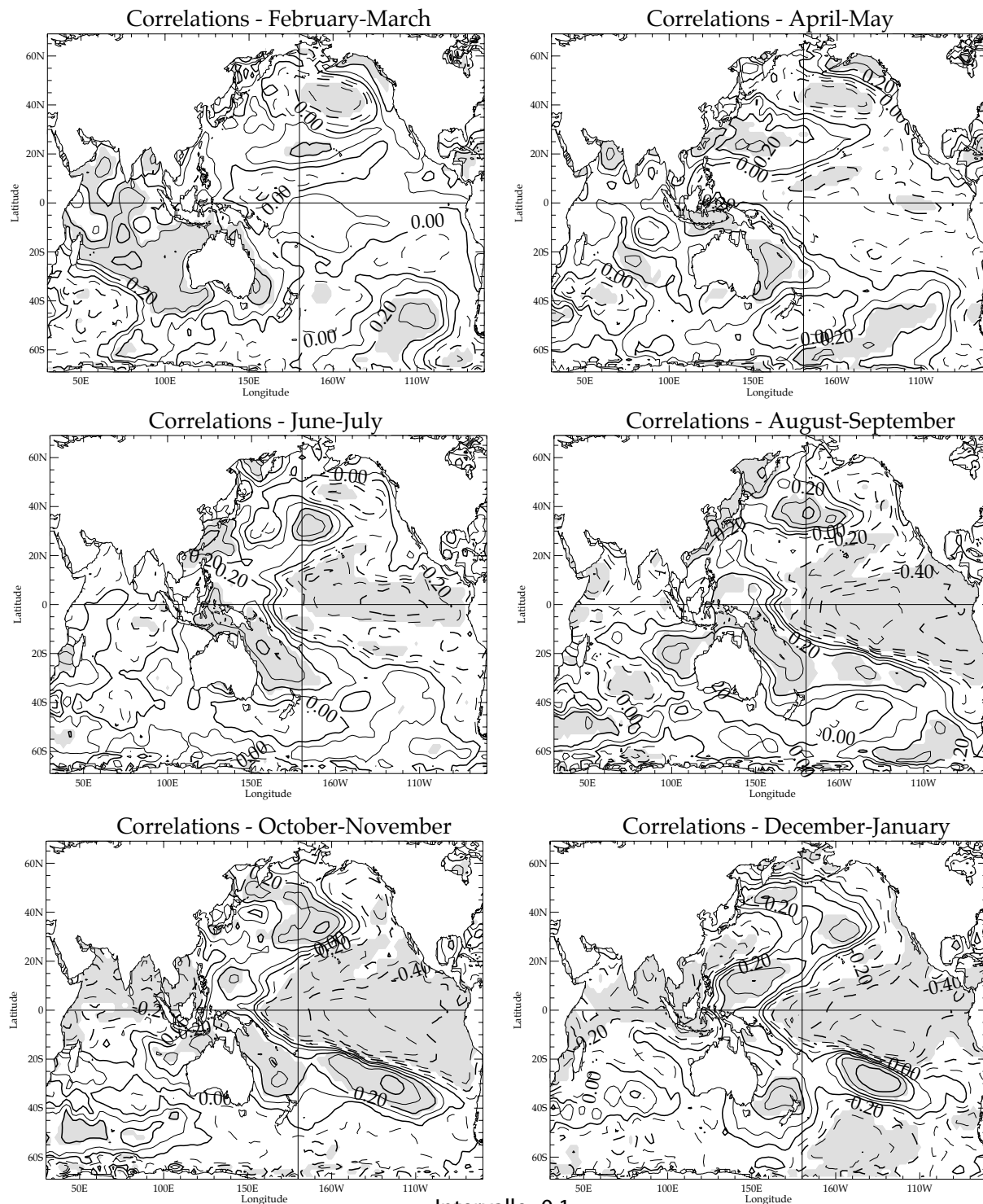
Afin de mieux comprendre le rôle propre de l'océan Indien dans la variabilité de la mousson indienne et du système mousson-ENSO, il est donc indispensable d'explorer les relations éventuelles entre ces différents phénomènes (dipôles de l'océan Indien, TBO, mousson indienne, ENSO) et c'est l'objectif de ce chapitre.

3.b Rôle des anomalies de TSO de l'océan Indien dans la variabilité de la mousson

Le rôle des anomalies de TSO de l'océan Indien dans la variabilité interannuelle des pluies de mousson a fait l'objet de nombreuses investigations à partir des observations. Les conclusions de ces études sont pour le moins disparates (Shukla et Misra, 1977; Weare, 1979; Shukla, 1987; Joseph et Pillai, 1984; Rao et Goswami, 1988; Harzallah et Sadourny, 1997; Clark et al., 2000; Terray et al., 2003). Plusieurs auteurs ont noté l'existence de signaux précurseurs à la qualité des pluies avant le démarrage de la mousson dans différentes régions de l'océan Indien (Rao et Goswami, 1988; Harzallah et Sadourny, 1997; Nicholls, 1995; Clark et al., 2000; Terray et al., 2003). Cependant, la plupart de ces études d'observations n'ont pu déterminer avec précision le rôle actif ou passif des TSOs de l'océan Indien pendant la période estivale, car les corrélations sont très faibles pendant la période estivale. Un consensus clair sur ce problème crucial n'a pu encore être obtenu à partir des observations (Shukla, 1987; Webster et al., 1998).

Figure 3.2: Corrélations décalées entre les pluies de mousson indienne d'été [indice IMR de Parthasarathy et al. (1995)] et les anomalies bimensuelles de TSO dans les océans Indien et Pacifique calculées sur la période 1948-2001 et pour une fenêtre d'un an commençant en février-mars avant le démarrage de la mousson et se finissant en décembre-janvier après la mousson d'été (année 0). Dans la mesure où les champs de TSO sont non-stationnaires (cf. chapitre II), les séries de TSO de 1871 à 2004 (en chaque point de grille) ont d'abord été filtrées avec la procédure STL déjà utilisée dans la section 2.b et les termes résiduels de la décomposition STL de chaque série de TSO ont été utilisés pour calculer les corrélations sur la période 1948-2001. De cette façon, les tendances à long terme des TSOs ne sont pas susceptibles de masquer le signal interannuel associé à la mousson indienne d'été. Les zones grisées correspondent aux corrélations qui sont significatives à un seuil de confiance de 90% selon un test de type "bootstrap" qui tient compte de l'autocorrélation temporelle des différentes séries.

Correlations IMR (6-9) detrended SST - ERSSTv2 dataset 1948-2001 - Year 0



Intervalle : 0,1

Des modèles atmosphériques forcés par des distributions observées ou idéalisées de la TSO ont aussi été utilisés pour mieux comprendre le rôle de l'océan Indien dans la variabilité de la mousson (Washington et al., 1977; Yamazaki, 1988; Ju et Slingo, 1995; Sperber et Palmer, 1996 ; Gadgil et Sajani, 1998; Chandrasekar et Kitoh, 1998). Là encore des résultats contradictoires ont été trouvés, ce qui n'est pas étranger aux pauvres performances des modèles atmosphériques en mode forcé en ce qui concerne la simulation de la mousson indienne (cf. Chapitre I). Les modèles atmosphériques forcés sont incapables de simuler correctement, par nature, les couplages océan-atmosphère qui régulent la variabilité de la mousson (Kumar et al., 2005; Wang et al., 2005). La conclusion de ces études récentes est donc que la simulation de la mousson asiatique est un problème relevant de la modélisation couplée océan-atmosphère. Mais une nouvelle fois, le rôle précis des anomalies de TSO de l'océan Indien dans la variabilité de la mousson indienne d'été reste malheureusement indéterminé.

Une première piste pour appréhender le rôle éventuel de l'océan Indien dans la variabilité de la mousson est de reconsidérer cet océan dans son ensemble, y compris sa partie sud (Terray et al., 2003). En effet, la figure 3.2 montre une relation statistique forte entre les TSOs de l'océan Indien Sud en février-mars et la qualité de la mousson indienne pendant l'été suivant.

Plus précisément, la figure 3.2. suggère qu'une mousson humide est précédée par des anomalies positives de TSO au nord de l'équateur et dans le sud-est de l'océan Indien, et négatives au sud de Madagascar à la fin de l'été austral (en février-mars). Behera et Yamagata (2001) ont proposé que ce type de variabilité de l'océan Indien aux latitudes subtropicales pouvait s'expliquer par l'existence d'un mode de variabilité propre de l'océan Indien, le mode "dipôle subtropical". Ce mode atteint son maximum d'intensité pendant l'été austral et sa phase positive se manifeste sur les champs de TSO par des anomalies froides dans le sud-est de l'océan Indien subtropical à proximité de l'Australie et des anomalies de signe opposé dans le sud-ouest de l'océan Indien, juste au sud de Madagascar. Ce phénomène serait indépendant de l'ENSO et du dipôle tropical de l'océan Indien selon ces auteurs. L'occurrence de ces événements "dipôle subtropical" semble liée aux modulations de puissance et à la translation vers le sud de l'anticyclone des Mascareignes pendant l'été austral (Behera et Yamagata, 2001; Terray et al., 2003). En effet, les anomalies froides des TSOs caractéristiques de la phase positive de ce mode sont en partie contrôlées par l'intensité de l'évaporation et du mélange vertical qui accompagnent l'accélération des vents sur le bord nord-est de cet anticyclone. Des phénomènes inverses et l'approfondissement de la thermocline, dû à un phénomène de ventilation au sein de la gyre subtropicale sous l'effet de l'augmentation des vents "anticycloniques", jouent aussi un rôle important dans le secteur au sud de Madagascar (Behera et Yamagata, 2001).

Cette variabilité subtropicale est bien connue des climatologues travaillant sur la variabilité des pluies en Afrique australe et orientale, car la variabilité des pluies d'été (austral) dans cette région est significativement associée avec les TSOs du sud-ouest de l'océan Indien (Goddard et Graham, 1999; Reason et Mulenga, 1999; Reason, 2002). Ceci se comprend aisément, car les précipitations de ces régions dépendent pour une large part, via les flux d'alizés, de l'advection de vapeur d'eau en provenance de l'océan Indien voisin. De nombreuses études ont aussi tenté de préciser les relations entre ce mode et la variabilité des pluies en Australie (Drosowsky, 1993 ; Drosowsky et Chambers, 2001; etc.). D'autres études suggèrent une connexion physique entre ce mode de l'océan Indien Sud et un mode similaire dans le sud-ouest de l'océan Atlantique ; ces deux régions correspondant aux branches sud-ouest des gyres subtropicales de l'hémisphère Sud et à leurs zones de rétroflexion (Fauchereau et al., 2003). Hormis ces travaux à l'échelle régionale, les relations entre ce dipôle subtropical, l'ENSO, la mousson indienne et le dipôle tropical de l'océan Indien sont mal comprises jusqu'à présent.

Un premier problème à résoudre pour établir une connection physique entre la variabilité de la mousson indienne d'été et la variabilité dans l'océan Indien Sud à la fin de l'hiver boréal est de comprendre la disparition du signal dipolaire sur les champs de TSO au sud de l'équateur d'avril-mai à juin-juillet, puis sa réémergence en août-septembre pendant la deuxième partie de la mousson. Une piste éventuelle pour expliquer cette contradiction est de tenir compte de la dichotomie fondamentale

qui existe entre les phases de démarrage (juin-juillet) et de fin (août-septembre) de la mousson d'été du point de vue de la variabilité interannuelle (cf. chapitre II; Terray et al., 2003, 2005b).

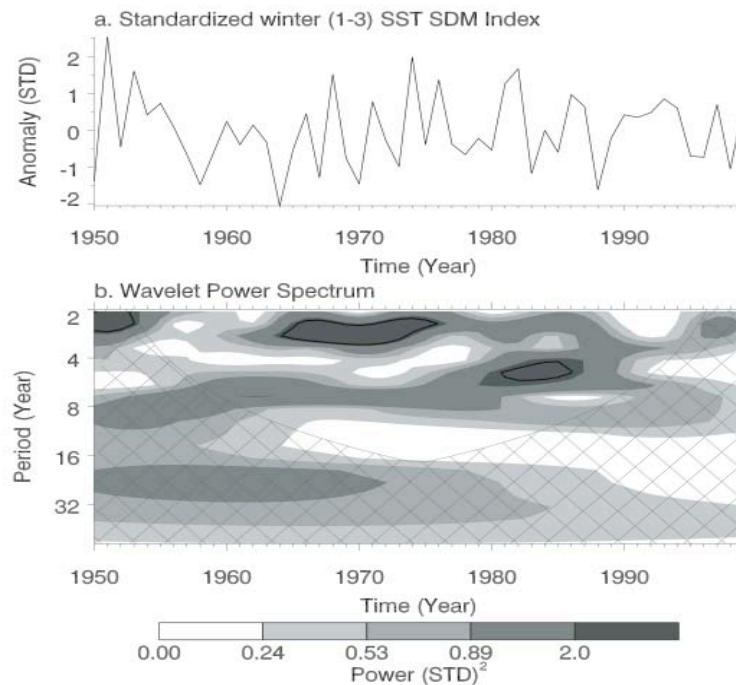
Il est en effet possible que l'influence des TSOs de l'océan Indien Sud, soit différente pour ces deux sous-périodes de l'été boréal, ce qui expliquerait l'amortissement, puis la résurgence du signal sur la TSO à la fin de l'été boréal en ce qui concerne les pluies saisonnières de mousson (figure 3.2). Les corrélations entre les anomalies bimensuelles de TSO et les indices pluviométriques sur le sous-continent indien pour les périodes de juin-juillet et août-septembre appuient cette hypothèse (figures 2.32 et 2.33 ; cf. chapitre II). Elles montrent, en effet, que les relations entre les anomalies de TSO dans l'océan Indien, de la fin de l'hiver boréal au printemps, et la qualité des pluies pendant les phases de démarrage et de maturité de la mousson indienne sont opposées: l'intensité des pluies pendant la période juin-juillet est essentiellement associée aux anomalies de TSO dans l'océan Pacifique et, plus précisément, à un développement précoce des événements El Niño et La Niña pendant le printemps boréal. Dès avril-mai, des corrélations négatives sont observées entre les pluies de mousson en juin-juillet et la TSO de l'océan Indien, notamment au sud de l'équateur. À l'inverse, les signaux précurseurs de la qualité des pluies pendant la deuxième partie de la mousson d'été sont similaires à ceux observés sur le cumul saisonnier, mais paradoxalement ils sont beaucoup plus marqués et significatifs. En particulier, la variabilité de type dipôle subtropical dans l'océan Indien Sud en février-mars semble être un prédicteur très significatif de la variabilité des pluies en août-septembre (figure 2.33). De plus, le signal dipolaire est, dans ce cas, significatif de février-mars à août-septembre sans discontinuité, ce qui rend plus plausible l'hypothèse d'un forçage de la deuxième phase de la mousson d'été par les anomalies de TSO dans l'océan Indien Sud. La figure 3.2 confirme par ailleurs que la variabilité interannuelle des pluies de mousson est très sensible au changement de phase de l'ENSO de l'hiver boréal précédant la mousson indienne à l'hiver suivant, ce qui est à nouveau une caractéristique associée à la fin de la mousson et non à sa phase de démarrage (figures 2.32 et 2.33).

Ces analyses de corrélation ont été répétées sur les périodes 1948-1976 et 1979-2001 séparément afin d'appréhender l'impact du changement de régime climatique de 1976-1977 sur la stabilité de ces relations entre l'évolution des TSOs et la qualité des pluies de mousson. Les résultats obtenus pour l'indice pluviométrique de fin de mousson (août-septembre) confirment la significativité et la robustesse du signal précurseur dans l'océan Indien Sud en février-mars sur l'ensemble de la période. Ainsi, la corrélation entre la série des pluies de mousson en août-septembre et la série des TSO dans le Sud-Est de l'Océan Indien (SEOI : 71-121°E, 10-30°S; la localisation géographique de cette zone est précisée sur la figure 3.4) en février-mars s'élève à 0.65 sur la période 1948-76 et à 0.63 sur la période 1979-2001 (calculs effectués à partir des séries de TSO dépouillées des tendances à long terme). Ces valeurs sont significatives à un seuil de confiance excédant largement 99%. De plus, cette corrélation reste élevée et significative (au seuil de confiance de 95%) si l'on considère le cumul saisonnier des pluies de mousson, de juin à septembre, dans les calculs (0.55 et 0.46 pour les périodes 1948-1976 et 1979-2001, respectivement). Ceci montre l'intérêt du signal de TSO dans l'océan Indien Sud pour la prévisibilité à long échéance des pluies de mousson indienne. À l'inverse, la sensibilité au changement de phase de l'ENSO de (la deuxième phase de) la mousson est uniquement apparente après le changement climatique de 1976-1977. Ceci suggère donc un changement significatif de la relation entre l'ENSO et la mousson sur les deux périodes. Avant 1976-77, la mousson est essentiellement associée à la variabilité ENSO dans le Pacifique pendant l'hiver boréal suivant la mousson et c'est cette caractéristique qui a conduit de nombreux auteurs à suggérer que la mousson indienne avait un rôle actif plutôt que passif dans la variabilité tropicale (cf. chapitre II). Curieusement, cette relation s'est inversée dans la période récente puisque la variabilité de la mousson indienne semble maintenant autant associée à la variabilité ENSO pendant l'hiver précédant la mousson qu'à cette variabilité observée l'hiver suivant la mousson (figure 2.14). Nous reviendrons sur ce point curieux dans les sections 3.c et 3.d lorsque nous discuterons du rôle de l'océan Indien dans l'ENSO et dans la TBO.

Ces différents résultats permettent d'avancer l'hypothèse surprenante que la fin de la mousson indienne d'été (août et septembre) est beaucoup plus sensible aux conditions aux limites du système couplé et est donc plus prévisible que le démarrage de la mousson (juin et juillet). Elles suggèrent par ailleurs que c'est l'océan Indien Sud qui joue un rôle actif dans la variabilité interannuelle de la

mousson indienne d'été. Pour étayer cette hypothèse, la figure 3.3 présente l'analyse en ondelettes d'un indice saisonnier de janvier à mars du dipôle subtropical de l'océan Indien.

Figure 3.3: analyse en ondelettes d'un indice saisonnier (janvier à mars) du dipôle subtropical de l'océan Indien. Cet indice est calculé comme la différence des anomalies centrées-réduites de TSO dans les régions ouest (50-75°E, 35-45°S) et est (71-121°E, 5-25°S) de l'océan Indien Sud. D'après Terray et al. (2003).



Il est remarquable de constater que cette série possède les mêmes périodicités significatives que les indices pluviométriques et dynamiques de la mousson indienne d'été, en particulier un rythme bisannuel marqué (cf. sections 2.d et 2.e). Ainsi, il existe une liaison statistique très significative entre la variabilité interannuelle de la mousson indienne d'été et les anomalies de TSO dans le SEOI pendant l'hiver boréal précédant le déclenchement de la mousson du sud-ouest.

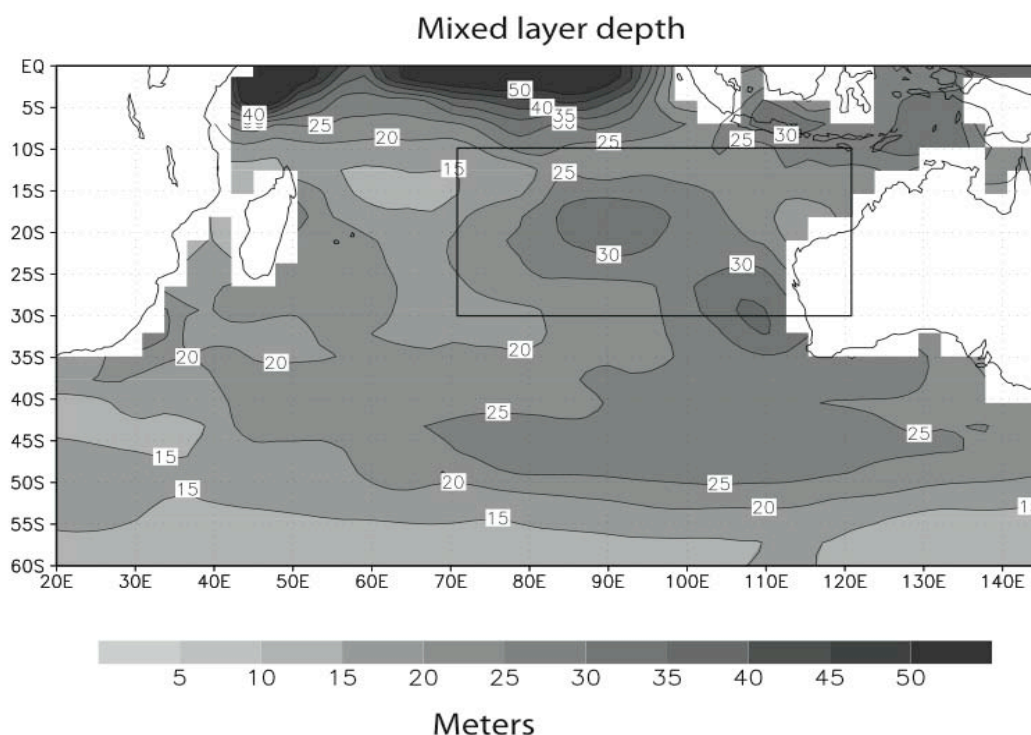
Quoi qu'il en soit ces analyses statistiques ne font qu'illustrer des variations concomitantes de différents paramètres météorologiques et océanographiques et ne permettent pas d'identifier les différents processus physiques responsables de cette relation forte entre les TSO de l'océan Indien Sud et la mousson d'été en Inde plusieurs mois plus tard. De plus, il est difficile de distinguer la signature propre de l'océan Indien de la part des anomalies qui est liée à l'évolution parallèle de l'ENSO dans le Pacifique dans ces différentes analyses. Dans ce contexte, le recours à la modélisation numérique (couplée) du climat est à nouveau indispensable.

Pour isoler clairement les mécanismes physiques qui expliquent cette relation statistique entre les anomalies de TSO de l'océan Indien Sud et la mousson indienne, une stratégie basée sur des ensembles de simulations couplées courtes (durée de 1 an) a été mise en oeuvre (Terray et al., 2006). Ces simulations saisonnières (de février à février de l'année suivante) ont été réalisées avec le modèle couplé de Météo-France (ARPEGE3-OPA8). Elles partent de l'hypothèse qu'un événement dipôle subtropical va modifier significativement le contenu thermique de la couche de mélange océanique dans le SEOI à la fin de l'hiver boréal (février). Partant de cette hypothèse, les expériences réalisées ont consisté à imposer des anomalies de contenu thermique ($\pm 1^\circ\text{K}$) dans la couche de mélange océanique, en perturbant les états initiaux du modèle couplé dans le SEOI au cours du mois de février. Le modèle couplé est ensuite intégré (sans ajustement de flux) pendant un an, ce qui permet de tester l'influence de ces anomalies de contenu thermique de la couche de mélange océanique sur la mousson indienne plusieurs mois après.

Concrètement, ces simulations saisonnières ont été initialisées à partir d'états du modèle couplé dérivés des 49 premières années (1950-1998) d'une simulation incluant le forçage anthropique dû à l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre et des aérosols sulfatés (scénario de type B2 dans la terminologie GIEC). On trouvera dans Camberlin et al. (2005) et dans Terray et al. (2006), une validation détaillée de cette simulation de contrôle. Cette validation a notamment permis d'illustrer le comportement "raisonnable" de ce modèle couplé en ce qui concerne la simulation du cycle saisonnier de la mousson et des téléconnexions mousson-ENSO (figure 2.10). Ces caractéristiques sont encourageantes et permettent de relier les résultats des tests de sensibilité au climat réel tel qu'il est observé dans la période récente (figure 3.2).

La figure 3.4 précise le domaine géographique dans lequel les états initiaux du modèle couplé ont été perturbés pour chacune des 49 années de cette simulation de "contrôle". Il s'agit de la région SEOI définie ci-dessus. La définition de ce domaine résulte directement des analyses d'observations synthétisées ci-dessus (Terray et al., 2003, 2005b).

Figure 3.4: Climatologie des longueurs de mélange en février dans l'océan Indien Sud, simulée par le modèle couplé de Météo-France. Le domaine géographique (SEOI: 71-121°E, 10-30°S) pour l'insertion des anomalies de contenu thermique est indiqué par un cadre noir. D'après Terray et al. (2006).



Par contre, le choix du nombre de niveaux verticaux où on impose une anomalie thermique de $\pm 1^\circ\text{K}$ a été effectué en fonction de la profondeur de la couche de mélange pendant le mois de février dans la simulation de "contrôle" (figure 3.4). La profondeur moyenne de la couche mélangée océanique est de l'ordre de 25 mètres dans la région SEIO dans la simulation de contrôle, ce qui correspond aux trois premiers niveaux du modèle OPA. En conséquence, une anomalie de $\pm 1^\circ\text{K}$ a été prescrite sur les deux premiers niveaux et de $\pm 0.5^\circ\text{C}$ sur le troisième niveau. Un poids de 0.5 a aussi été assigné aux anomalies sur la bordure du domaine afin d'amortir les instabilités numériques et le choc initial au démarrage des simulations. Pour chaque année de la simulation de contrôle, le modèle couplé a ensuite été intégré pendant un an à la fois pour des perturbations positive et négative.

Ces expériences permettent donc de tester objectivement l'influence « propre » d'anomalies de contenu thermique de la couche de mélange océanique dans le SEOI sur la mousson indienne d'été.

La figure 3.5 présente l'évolution saisonnière de la différence des TSOs entre les simulations partant d'une perturbation chaude et celles partant d'une perturbation froide pour l'ensemble des états initiaux dérivés de la simulation de contrôle (49 années). La significativité de ces différences a été évaluée par des techniques de rééchantillonnage (Terray et al., 2003).

Ces composites de TSO montrent tout d'abord une persistance et une évolution des anomalies de TSO dans le SEOI (résultant de la perturbation des états initiaux du modèle couplé en février) qui sont conformes aux observations (figures 2.33 et 3.2), ce qui semble encourageant pour étudier l'influence de cette région océanique lointaine sur la mousson indienne d'été.

L'amplitude de la différence de TSO dans le SEOI entre les simulations partant d'une perturbation chaude et celles partant d'une perturbation froide diminue et perd en significativité au printemps boréal (figure 3.5.b). Quoiqu'il en soit les anomalies de TSO persistent et commencent à se propager vers le nord. Au début de l'été boréal, la perturbation chaude atteint la côte de Java, regagne en vigueur et en significativité (figure 3.5.c). Cette propagation vers le nord se poursuit pendant l'été, si bien que le maximum d'anomalies se localise le long de la côte de Sumatra en septembre-octobre, dans l'une des régions (la région Est) qui sert à définir l'indice du dipôle tropical de l'océan Indien (Saji et al., 1999). On peut aussi noter une propagation le long de l'équateur de cette anomalie chaude et l'apparition d'anomalies de TSO de signe opposé dans l'océan Indien Ouest, ce qui suggère les prémices d'un événement dipôle tropical négatif à l'automne (figure 3.5.d). De novembre-décembre à janvier-février, l'anomalie positive de TSO se retire dans l'océan Indien Sud et perd en intensité. Quoiqu'il en soit, le fait important est que la perturbation positive sur la TSO reste très significative plusieurs mois après le démarrage de l'intégration. La persistance des anomalies de TSO du SEOI franchit ainsi la barrière de prévisibilité du printemps boréal (à l'inverse des TSOs du Pacifique équatorial) puisque la durée de vie de la perturbation est proche d'un an. Cette persistance est conforme aux observations (Terray et al., 2003, 2005b).

L'évolution des TSOs que nous venons de décrire est par ailleurs consistante avec l'existence de rétroactions positives entre l'atmosphère et l'océan permettant le maintien de la perturbation initiale au fil des saisons et cela malgré le cycle saisonnier contrasté de l'océan Indien.

Pour analyser les mécanismes mis en jeu dans cette persistance et cette propagation des anomalies de TSO de l'hiver boréal à l'automne boréal suivant, les figures 3.6 et 3.7 présentent les composites de précipitation, de vent à 850 hPa et d'évaporation issus des simulations. Ces composites sont calculés d'une façon similaire aux composites de TSO de la figure 3.5.

En mars-avril, on peut observer des anomalies positives de précipitation et des anomalies cycloniques du vent à 850 hPa au voisinage de la perturbation chaude dans le SEOI (figure 3.6.a). Les gradients de TSO induits par cette perturbation favorisent ainsi la convergence vers la région où la perturbation est maximale, dans les basses couches de l'atmosphère (Lindzen et Nigam, 1987). La convergence d'humidité qui s'ensuit déclenche la convection et les précipitations dans le SEOI. A l'opposé, les précipitations sont réduites à proximité de l'équateur et à l'ouest de la perturbation chaude et on observe donc une modulation significative de la position de la ZCIT durant le printemps boréal.

Figure 3.5: Evolution saisonnière de la différence des champs de TSO entre les simulations partant d'une perturbation chaude et celles partant d'une perturbation froide en hiver boréal (février) pour un ensemble de 49 états initiaux extraits d'une simulation de contrôle. Simulations réalisées avec le modèle couplé de Météo-France. Les anomalies significatives au seuil de confiance de 90% sont grisées. D'après Terray et al. (2006).

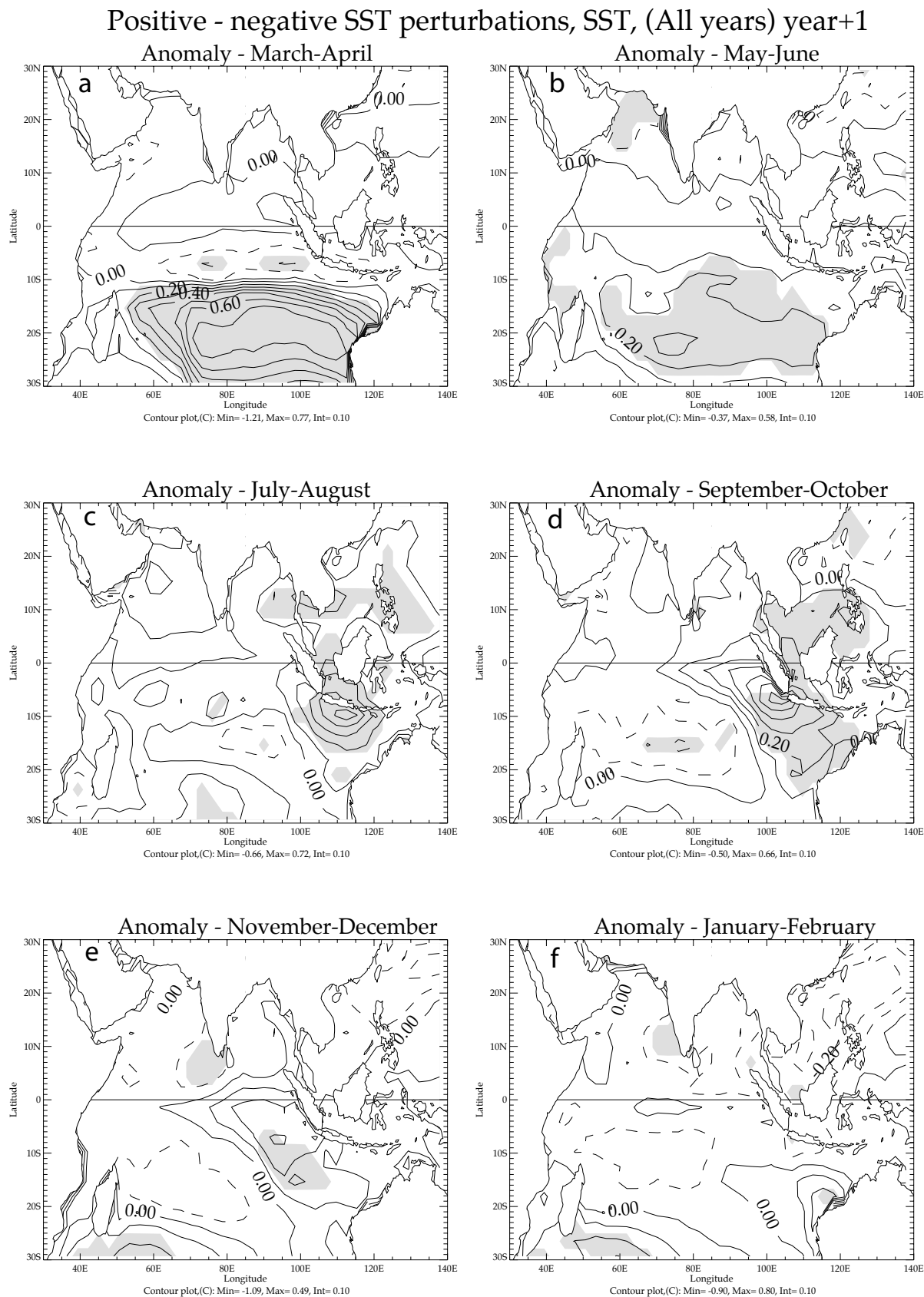
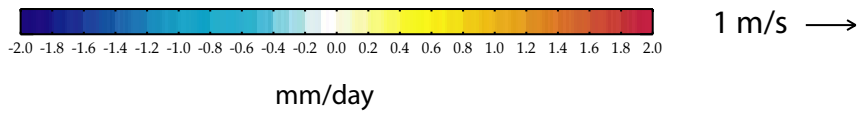
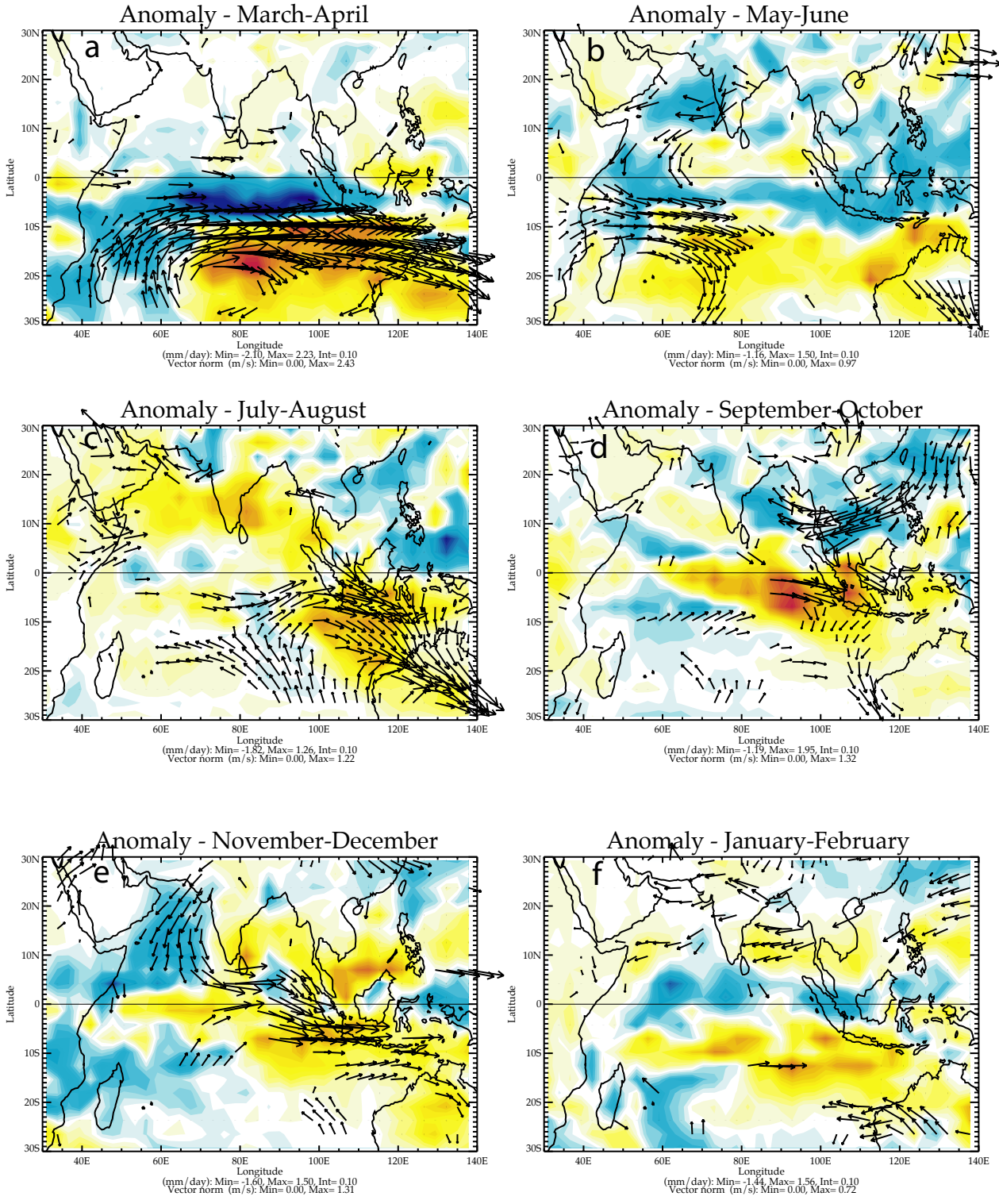


Figure 3.6: Evolution saisonnière de la différence des champs de précipitation et de vent à 850 hPa entre les simulations partant d'une perturbation chaude et celles partant d'une perturbation froide en hiver boréal (février) pour un ensemble de 49 états initiaux extraits d'une simulation de contrôle. Simulations réalisées avec le modèle couplé de Météo-France. Les anomalies de vent non significatives au seuil de confiance de 90% sont masquées. D'après Terray et al. (2006).

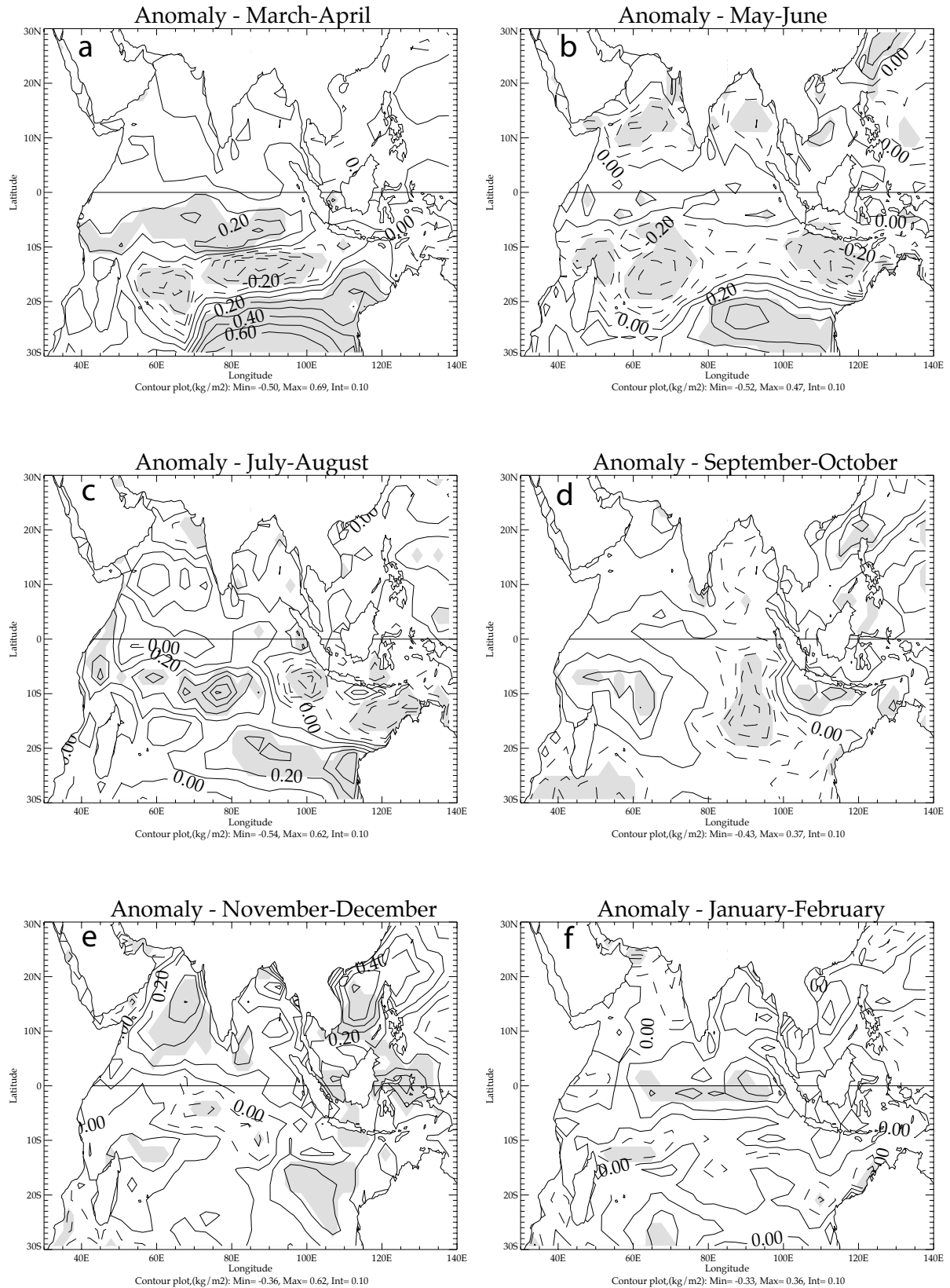
Positive - negative SEIO SST perturbations, 850 hPa wind and rainfall, (all years) year+1



mm/day

Figure 3.7: Evolution saisonnière de la différence des champs d'évaporation entre les simulations partant d'une perturbation chaude et celles partant d'une perturbation froide en hiver boréal (février) pour un ensemble de 49 états initiaux extraits d'une simulation de contrôle. Simulations réalisées avec le modèle couplé de Météo-France. Les anomalies significatives au seuil de confiance de 90% sont grisées. D'après Terray et al. (2006).

Positive - negative SEIO SST perturbations, Evaporation, (all years) year +1



Maintenant, il existe différents processus de rétroactions positives entre l'océan et l'atmosphère qui peuvent contribuer au maintien du signal initial d'une saison à l'autre. Un premier ingrédient important est constitué par le renversement saisonnier des vents dans l'est de l'océan Indien entre la fin de la mousson d'été australienne et le démarrage de la mousson d'été indienne. Du printemps au début de l'été boréal, les alizés de sud-est se rapprochent progressivement de l'équateur et remplacent les vents d'ouest qui circulent juste au sud de l'équateur pendant l'hiver boréal et qui marquent la limite nord de la ZCIT pendant cette saison (cf. section 1.c). Le deuxième facteur intègre les relations réciproques entre le vent, l'évaporation et la TSO dans l'océan Indien Est. Les composites d'évaporation (figure 3.7.a) montrent que ces relations constituent des rétroactions océan-atmosphère positives après le renversement saisonnier des vents de mousson, le signe des rétroactions océan-atmosphère s'inversant avec le changement d'ouest en est de la composante zonale du vent saisonnier au cours du cycle annuel. En particulier, on observe que les anomalies de vent d'ouest entre 20 et 10°S de latitude (figure 3.6.a), associées à l'existence de la perturbation chaude plus au sud en mars-avril (figure 3.5.a), s'opposent au vent saisonnier à forte composante d'est et conduisent donc à une désaccélération sensible de ce vent saisonnier, ce qui diminue l'évaporation dans les régions localisées au nord de la perturbation chaude (figure 3.7.a). Cette diminution de l'évaporation entraîne un réchauffement en surface en raison de la diminution des flux de chaleur latente (figure 3.5). Par opposition, les anomalies d'ouest observées entre l'équateur et 10°S, où les vents saisonniers sont encore d'ouest en mars-avril, s'accompagnent d'une évaporation plus intense, ce qui est consistant avec l'augmentation de la vitesse du vent dans ce secteur en cette saison.

Ces différents processus permettent, d'une part, le maintien d'un gradient de TSO au nord et à l'ouest de la perturbation chaude ce qui favorise la convergence d'humidité et la convection associées à l'anomalie initiale et, d'autre part, la propagation vers le nord de la perturbation couplée puisque les vents du sud-est (de mousson) vont progressivement se rapprocher de l'équateur du printemps boréal au démarrage de la mousson d'été en Inde. Une analyse plus poussée montre que les flux de chaleur sensible ne contribuent pas significativement à l'évolution de la perturbation couplée en cette saison. En revanche, le flux (solaire) radiatif net en surface s'oppose significativement à la persistance de la perturbation couplée, car l'insolation est significativement réduite au dessus de la perturbation chaude en raison de la présence des nuages, alors que celle-ci est significativement renforcée plus au nord. Ces variations d'insolation tendent donc à réchauffer les régions localisées entre l'équateur et 10°S et à refroidir les zones plus au sud qui sont affectées par la perturbation couplée. Ces relations représentent donc une rétroaction négative. C'est en particulier cette rétroaction négative qui permet d'expliquer la diminution significative de l'intensité des anomalies chaudes de TSO de mars-avril à mai-juin, avant que la perturbation couplée atteigne la côte de Java (figure 3.5.b). Il est intéressant de remarquer que cet amortissement du signal de TSO au printemps boréal est aussi significatif sur les observations (figure 3.2).

Au démarrage de la mousson indienne d'été (mai-juin), la circulation associée à la perturbation s'organise en deux cellules distinctes, l'une localisée au nord-est de Madagascar et l'autre entre l'Australie et Java (figure 3.6.b). Les anomalies de précipitations sont plus marquées dans ce dernier secteur, mais les anomalies cycloniques associées sont juste sous le seuil de significativité de 90% et n'apparaissent donc pas sur le composite des vents à 850 hPa (figure 3.6.b). En revanche, une circulation cyclonique très significative est associée à la première cellule bien que les anomalies de précipitation correspondantes soient moins intenses. L'existence de ces deux cellules est d'ailleurs consistante avec la localisation des minima d'évaporation observées dans l'océan Indien Sud en mai-juin (figure 3.7.b). La cellule cyclonique à proximité de Madagascar suggère un affaiblissement de l'anticyclone des Mascareignes et un démarrage tardif de la mousson du sud-ouest en Inde. Le ralentissement du jet de Findlater, les anomalies de vent d'est au dessus de la Mer d'Arabie et les anomalies négatives de précipitations le long de la côte ouest de l'Inde observés en mai-juin sont en accord avec cette hypothèse (figure 3.6.b).

En juillet-août, on assiste au renforcement de la perturbation couplée dans l'est de l'océan Indien, avec une intensification significative des pluies entre Java-Sumatra et l'Australie et de la circulation cyclonique associée (figures 3.5.c et 3.6.c). A l'inverse, la cellule cyclonique localisée dans l'ouest du

bassin au printemps a disparu. On peut aussi observer une augmentation sensible des précipitations (de l'ordre de 1 mm par jour) sur le sous-continent indien, la partie est de la mer d'Arabie et le golfe du Bengale, bien qu'il n'y ait pas de changements significatifs de la circulation atmosphérique ou de l'évaporation au nord de l'équateur (figures 3.6.c et 3.7.c).

La circulation cyclonique installée dans l'océan Indien Est s'accompagne d'une intensification de l'évaporation dans le centre du bassin et d'une diminution le long de la côte de Sumatra (figure 3.7.c). L'intensification de l'évaporation dans le centre du bassin (au sud de l'équateur) est consistante avec l'accélération des alizés austraux sur le flanc ouest de la perturbation couplée. Ce renforcement des alizés permet aussi d'expliquer le refroidissement des TSOs entre 10 et 20°S par l'augmentation des flux de chaleur latente et du mélange océanique vertical en surface (figure 3.5.c). De plus, cette accélération des alizés austraux et l'intensification de l'évaporation qui en résulte fournissent une explication à l'augmentation des précipitations au nord de l'équateur, car les deux facteurs impliquent un accroissement du transport de vapeur d'eau en provenance de l'hémisphère Sud. Ces changements dans le transport d'humidité semblent être à l'origine de l'intensification des pluies de mousson, bien que la circulation atmosphérique ne soit pas sensiblement perturbée au nord de l'équateur (figure 3.6.c). Rappelons qu'en moyenne 60 à 70% de l'humidité atmosphérique que l'on retrouve sous forme de précipitations sur le sous-continent indien provient de l'hémisphère Sud (Cadet et Reverdin, 1981). Dans ce contexte, on conçoit l'importance des modifications de la circulation atmosphérique au sud de l'équateur puisque ces modifications modulent l'évaporation au dessus de l'océan Indien Sud qui est une source majeure de vapeur d'eau pour la mousson indienne d'été. Il est intéressant de constater cependant que l'évaporation est accrue à l'ouest (et non pas au-dessus) de la perturbation chaude, en raison de l'augmentation de la convection au dessus des anomalies positives de TSO et de la convergence dans les basses couches qui en résulte.

La perturbation couplée de l'océan Indien Est s'accompagne aussi d'anomalies de nord-ouest du vent à 850 hPa le long des côtes de Sumatra et de Java (figure 3.6.c). Ces anomalies sont alignées avec le vent saisonnier, mais de direction opposée. La perturbation couplée est donc susceptible d'induire une diminution des remontées d'eau froide (et du mélange vertical) le long des côtes de Sumatra et de Java qui favorise la persistance des anomalies chaudes de TSO dans la partie est du bassin indien. L'importance de cette nouvelle rétroaction positive entre le vent, l'upwelling côtier et les TSOs est indirectement confirmée par l'apparition d'anomalies positives d'évaporation le long de la côte de Java en juillet-août (figure 3.7.c) à l'endroit exact où les anomalies chaudes de TSOs sont les plus intenses (figure 3.5.c). Cette rétroaction positive impliquant l'upwelling côtier de Java permet d'expliquer pourquoi les anomalies de TSO s'amplifient et pourquoi la perturbation couplée regagne en vigueur et en significativité dès que cette perturbation atteint la côte de Java à partir de juin-juillet. Ce type de rétroaction positive joue aussi un rôle important dans le déclenchement et le développement des événements dipôle tropical de l'océan Indien (Murtugudde et al., 2000; Li et al., 2003; Spencer et al., 2005).

En d'autres termes, la rétroaction positive entre le vent, l'évaporation et la TSO, qui permet le maintien et la propagation vers le nord de la perturbation couplée au printemps, peut servir de déclencheur à la rétroaction positive entre le vent, l'upwelling côtier et les TSOs le long des côtes de Java-Sumatra. Cette rétroaction positive permet ensuite la persistance, voire l'amplification de la perturbation couplée initiale pendant l'été boréal. Ces différentes boucles de rétroactions positives ont aussi été quantifiées dans les simulations couplées réalisées avec le modèle couplé SINTEX et les résultats obtenus confirment l'importance de la rétroaction positive vent-thermocline-TSO dans l'océan Indien tropical Est pendant l'été boréal (Fischer et al., 2005). Ces simulations couplées ont aussi suggéré que les anomalies de TSO dans l'océan Indien sud en février-mars peuvent jouer le rôle de déclencheur pour les événements dipôle tropical dans l'océan Indien à l'automne (Gualdi et al., 2003b ; Fischer et al., 2005).

A l'automne boréal (septembre-octobre), la perturbation couplée atteint l'équateur et se propage ensuite vers l'ouest. Les anomalies de vent, de précipitation et de TSO associées s'intensifient et gagnent en significativité dans l'est du bassin (figures 3.5.d et 3.6.d). Des anomalies de TSO et de

précipitation de signe opposé apparaissent aussi, de part et d'autre de l'équateur (vers 10° de latitude), dans la partie ouest du bassin. Ces anomalies sont beaucoup plus développées au sud de l'équateur. Ces anomalies sont consistantes avec l'apparition d'une phase négative du dipôle tropical de l'océan Indien. En particulier, les anomalies dans l'ouest du bassin, plus significatives au sud de l'équateur qu'au nord, sont caractéristiques des événements dipôle tropical qui apparaissent indépendamment des événements El Niño ou La Niña dans le Pacifique (Saji et Yamagata, 2003; Spencer et al., 2005). Les fortes anomalies de vents d'ouest juste au sud de l'équateur et la propagation vers l'ouest des anomalies chaudes de TSO le long de l'équateur sont en accord avec l'apparition d'une rétroaction positive entre le vent, la thermocline équatoriale et les TSOs à ce stade de l'évolution de la perturbation couplée (figures 3.5.d et 3.6.d). Cette nouvelle rétroaction positive peut expliquer pourquoi la perturbation s'amplifie à ce stade de son évolution alors que l'évaporation augmente maintenant d'une manière significative le long des côtes de Sumatra et de Java (figure 3.7.d). L'importance de cette rétroaction positive pour le développement du dipôle tropical de l'océan Indien a aussi été soulignée à maintes reprises à partir des observations, mais aussi dans d'autres simulations couplées (Webster et al., 1999; Fischer et al., 20005; Spencer et al., 2005; Behera et al., 2006). Il est remarquable que cet élément moteur dans l'évolution du dipôle (que celui-ci soit négatif ou positif) soit déclenché par une perturbation insérée dans la couche de mélange océanique du SEOI plusieurs mois auparavant, à la fin de l'été austral.

De novembre à février, la perturbation couplée se retire vers le sud, tout en perdant progressivement de son intensité. En janvier-février, l'ensemble de l'océan Indien est couvert par des anomalies de TSO faiblement négatives qui sont consistantes avec l'augmentation des pluies de mousson observée pendant l'été boréal précédent (Terray, 1995; Babu et Joseph, 2002). En d'autres termes, la perturbation couplée disparaît avec le renversement saisonnier des vents de mousson à la fin de l'automne boréal (Nicholls, 1979; Hendon, 2003; Wu et Kirtman, 2005). Avec l'apparition des vents saisonniers d'ouest, juste au sud de l'équateur, la rétroaction entre le vent, l'évaporation et la TSO change de signe, devient négative et conduit donc à la disparition rapide de la perturbation couplée. Ceci souligne une nouvelle fois la forte dépendance de la variabilité couplée de l'océan Indien vis à vis du cycle saisonnier de la mousson.

Les états initiaux utilisés dans ces simulations ont aussi été stratifiés en fonction des anomalies de TSO simulées dans l'est du Pacifique équatorial ou le SEOI dans la simulation de contrôle pendant l'hiver boréal. Les composites construits à partir de ces sous-ensembles ont permis d'abord de confirmer la robustesse de la réponse de la mousson aux anomalies de contenu thermique de la couche mélangée dans le SEOI (Terray et al., 2006). De plus, la stratification en fonction des TSOs simulées dans le SEOI en février-mars dans la simulation de contrôle a permis de tester indirectement l'impact de l'état de base sur l'intensité des processus de rétroactions positives dans l'océan Indien Est (Terray et Dominiak, 2005). Ces dernières analyses montrent l'importance des changements de climatologie et la non linéarité du système, comme nous allons maintenant l'illustrer.

Les composites construits à partir des années de la simulation de contrôle dans lesquelles les anomalies de TSO dans le SEOI dépassent le seuil de 0.5 écart-type en février-mars sont présentés sur les figures 3.8, 3.9 et 3.10. Ces années représentent donc un sous-ensemble de 13 années pendant lesquelles la TSO dans le SEOI est relativement chaude à la fin de l'hiver boréal dans la simulation de contrôle.

Ces composites présentent des anomalies plus fortes et plus significatives ce qui suggère une sensibilité beaucoup plus grande à la perturbation initiale au cours de l'intégration pour ce sous-ensemble d'années. Ces analyses illustrent donc que les anomalies de contenu thermique de la couche de mélange océanique dans le SEOI jouent un rôle plus important sur la variabilité interannuelle de la mousson indienne et l'évolution du dipôle tropical à l'automne boréal si ces anomalies de contenu thermique sont surimposées à un état de base suffisamment chaud.

Figure 3.8: Evolution saisonnière de la différence des champs de TSO entre les simulations partant d'une perturbation chaude et celles partant d'une perturbation froide en hiver boréal (février) pour un ensemble de 13 états initiaux pendant lesquelles la TSO dans le SEOI dépasse 0.5 écart-type en février-mars dans la simulation de contrôle. Simulations réalisées avec le modèle couplé de Météo-France. D'après Terray et al. (2006).

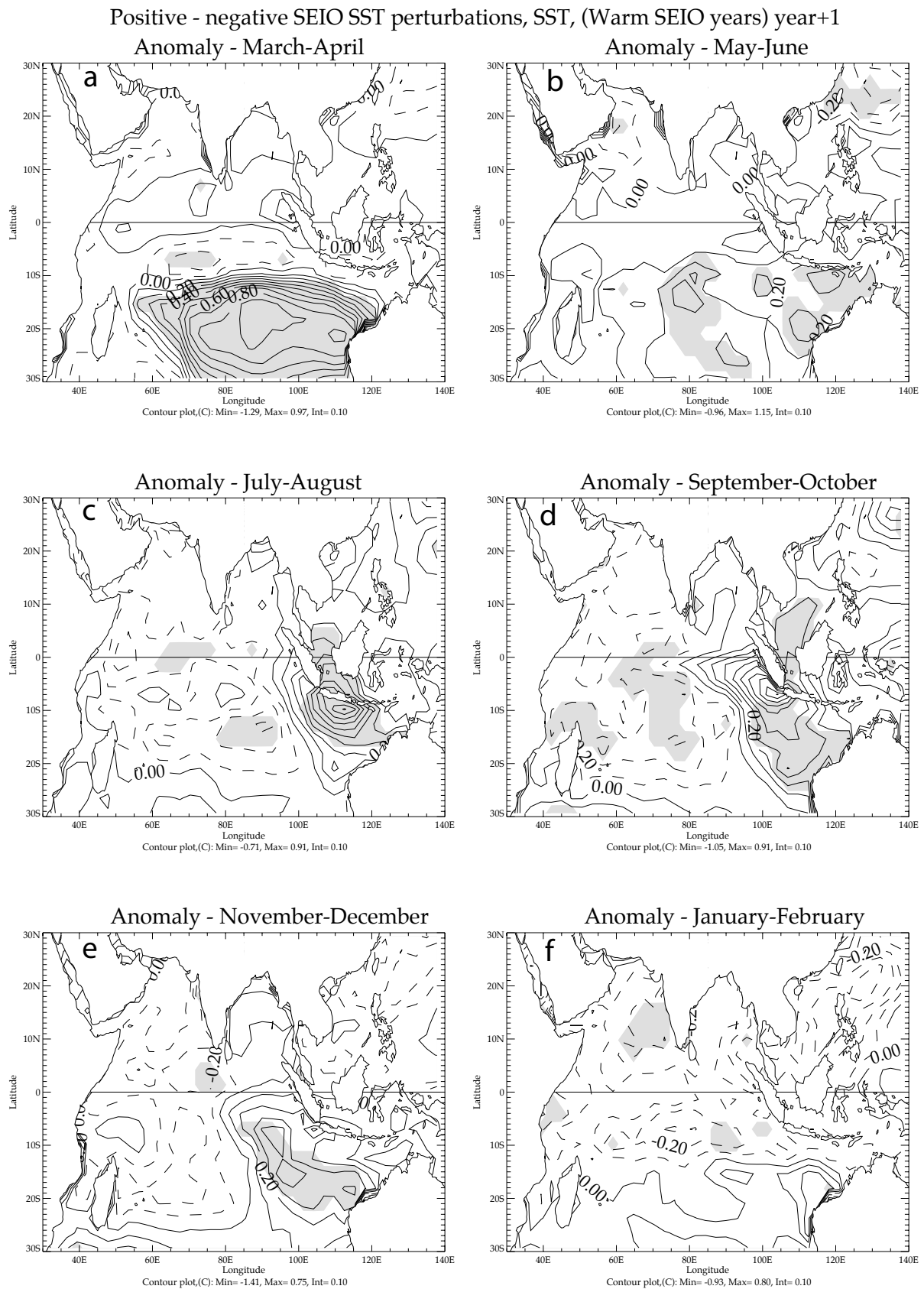


Figure 3.9: Evolution saisonnière de la différence des champs de précipitation et de vent à 850 hPa entre les simulations partant d'une perturbation chaude et celles partant d'une perturbation froide en hiver boréal (février) pour un ensemble de 13 états initiaux pendant lesquelles la TSO dans le SEOI dépasse 0.5 écart-type en février-mars dans la simulation de contrôle. Simulations réalisées avec le modèle couplé de Météo-France. D'après Terray et al. (2006).

Positive - negative SEIO SST perturbations, 850 hPa wind and Rainfall, (Warm SEIO years) year+1

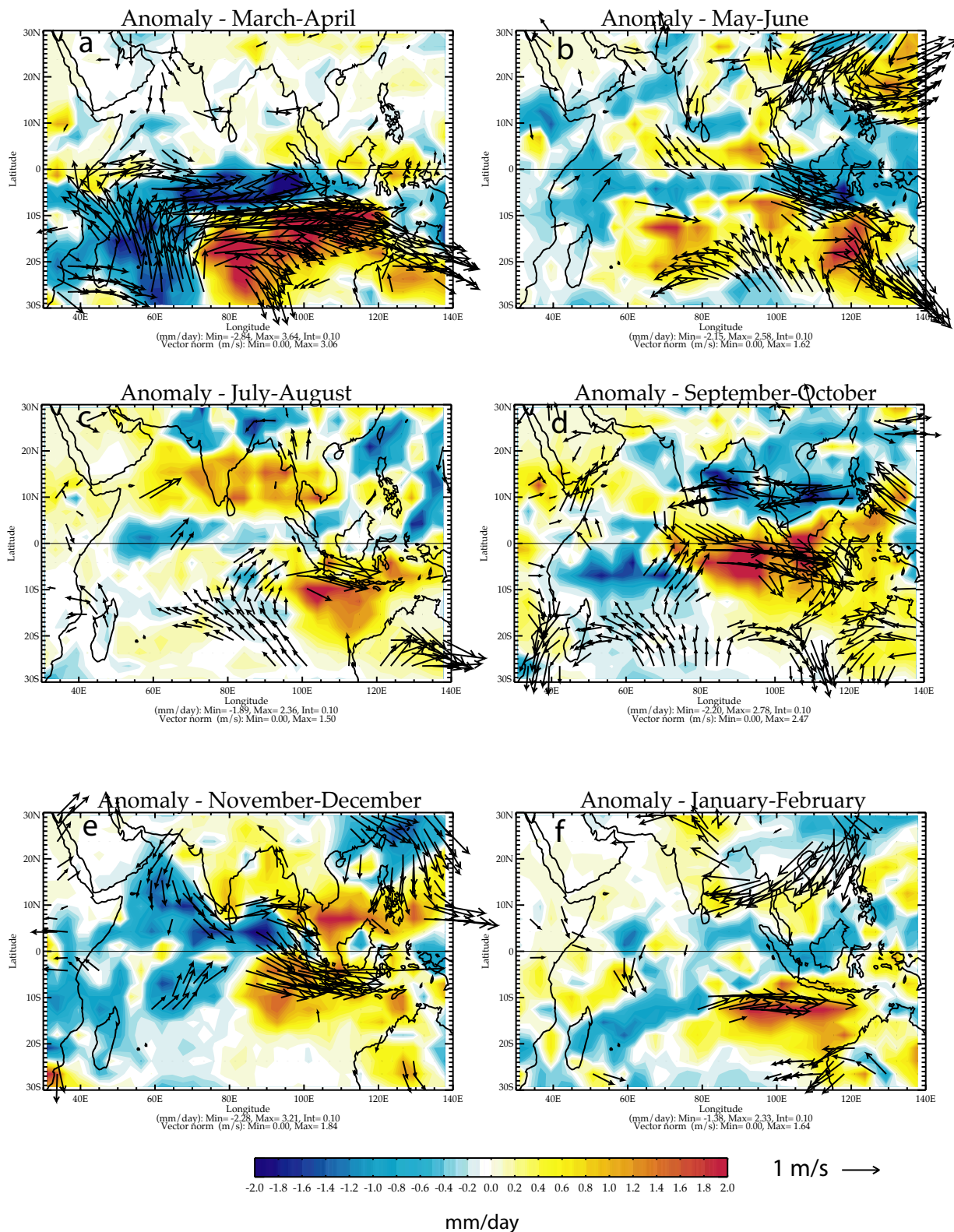
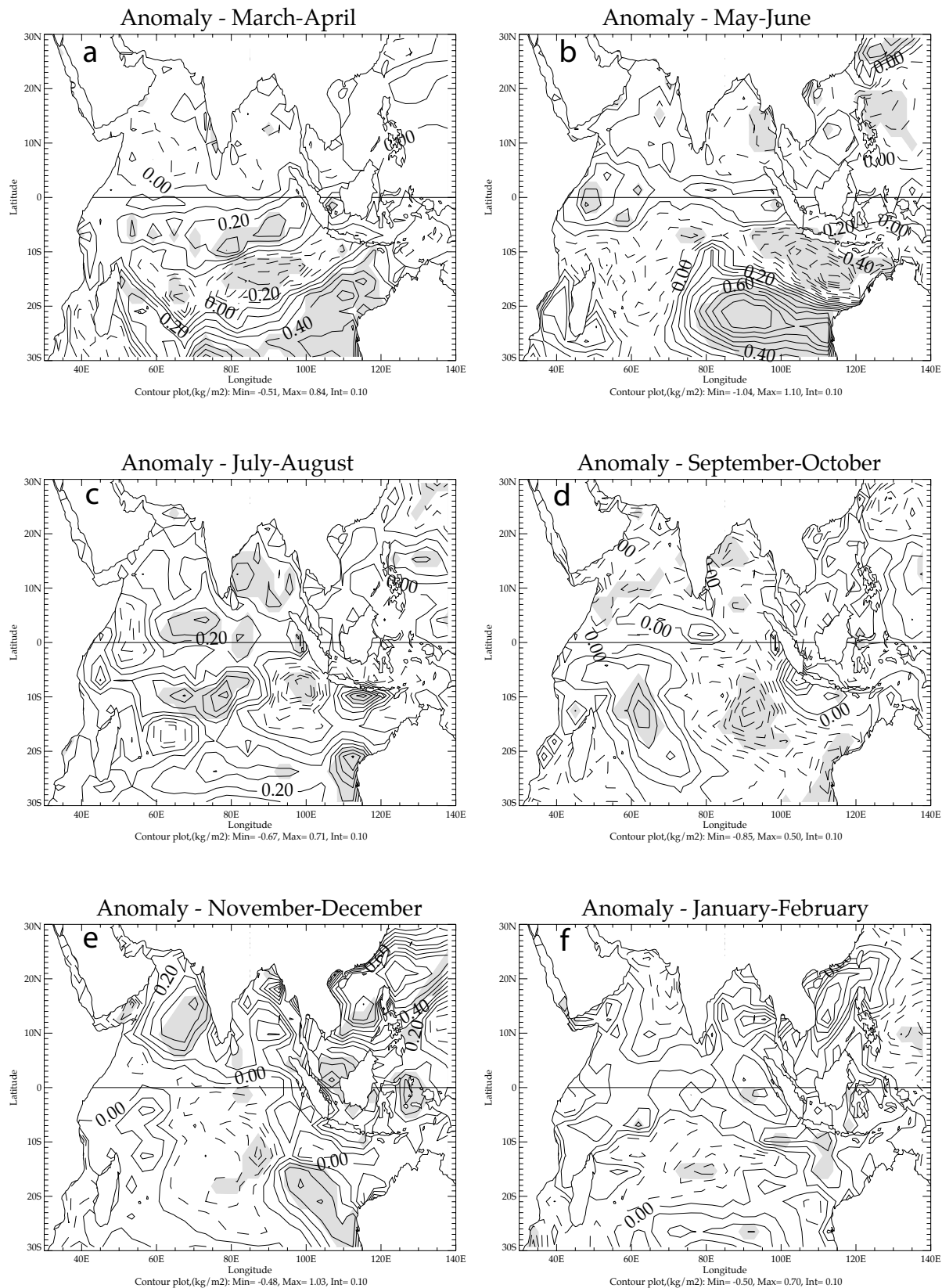


Figure 3.10: Evolution saisonnière de la différence des champs d'évaporation entre les simulations partant d'une perturbation chaude et celles partant d'une perturbation froide en hiver boréal (février) pour un ensemble de 13 états initiaux pendant lesquelles la TSO dans le SEOI dépasse 0.5 écart-type en février-mars dans la simulation de contrôle. Simulations réalisées avec le modèle couplé de Météo-France. D'après Terray et al. (2006).

Positive - negative SEIO SST perturbations, Evaporation, (Warm SEIO years) year+1



Ainsi, la persistance des anomalies de TSO et leur propagation vers le nord au cours du printemps et de l'été boréal sont plus marquées en raison de l'intensification de la rétroaction positive entre le vent, l'évaporation et la TSO dans la partie est de l'océan Indien (figure 3.8). Cela est dû à la nonlinéarité de l'équation de Clausius-Clapeyron qui implique qu'une perturbation donnée de la TSO induira des différences d'évaporation et donc d'humidité atmosphérique beaucoup plus importantes si l'état de base (de la TSO) auquel on surimpose la perturbation initiale est plus chaud (Gill, 1982). Ceci conduit à une intensification de la convection et donc aussi de la rétroaction positive entre le vent, l'évaporation et la TSO pendant le printemps boréal dans le SEOI. Ceci peut expliquer pourquoi la perturbation couplée ne se scinde pas en deux au début de l'été boréal (mai-juin) comme dans les composites globaux (figure 3.9.b), ce qui est conforme aux observations après le saut climatique de 1976-1977 (Terray et al., 2005b; Terray et Dominiak, 2005). Les rétroactions positives entre le vent, l'upwelling côtier, et la TSO pendant l'été boréal d'une part et le vent, la thermocline équatoriale et la TSO à l'automne d'autre part sont aussi plus intenses dans ce sous-ensemble d'années ce qui est consistant avec l'intensification de la convection qui caractérise ces années (figures 3.9 et 3.10). L'intensification de tous ces processus conduit alors ultérieurement à une augmentation significative des pluies estivales sur le sous-continent indien et les zones océaniques voisines et à l'apparition d'un événement dipôle tropical négatif de l'océan Indien à l'automne beaucoup plus marqué, ce qui est à nouveau conforme aux signaux observés après le réchauffement de l'océan Indien de 1976-77 (Terray et al., 2005b).

Ces ensembles de simulations réalisées avec le modèle de Météo-France permettent donc de confirmer le rôle important des anomalies de TSO de l'océan Indien Sud à la fin de l'hiver boréal pour la qualité des pluies en Inde (Terray et al., 2003, 2006). Elles montrent par ailleurs que ces anomalies peuvent jouer un rôle dans le déclenchement du dipôle tropical de l'océan Indien plusieurs mois après, ce qui est à nouveau consistant avec certaines études d'observations (Terray et al., 2005b), mais aussi de modélisation utilisant d'autres modèles couplés (Fischer et al., 2005; Behera et al., 2006). Ainsi, la variabilité de type dipôle tropical de l'océan Indien peut être excitée par des facteurs autres que l'ENSO (Lau et Nath, 2004; Fischer et al., 20005; Behera et al., 2006) et, en particulier, par les pulsations de l'anticyclone des Mascareignes associées aux événements dipôle subtropical de l'océan Indien pendant l'hiver boréal (Terray et al., 2005b). Ces simulations permettent ainsi de mieux comprendre comment la mousson indienne d'été peut interagir, dans le cadre du cycle annuel, avec les modes couplés de l'océan Indien que sont les dipôles subtropical et tropical.

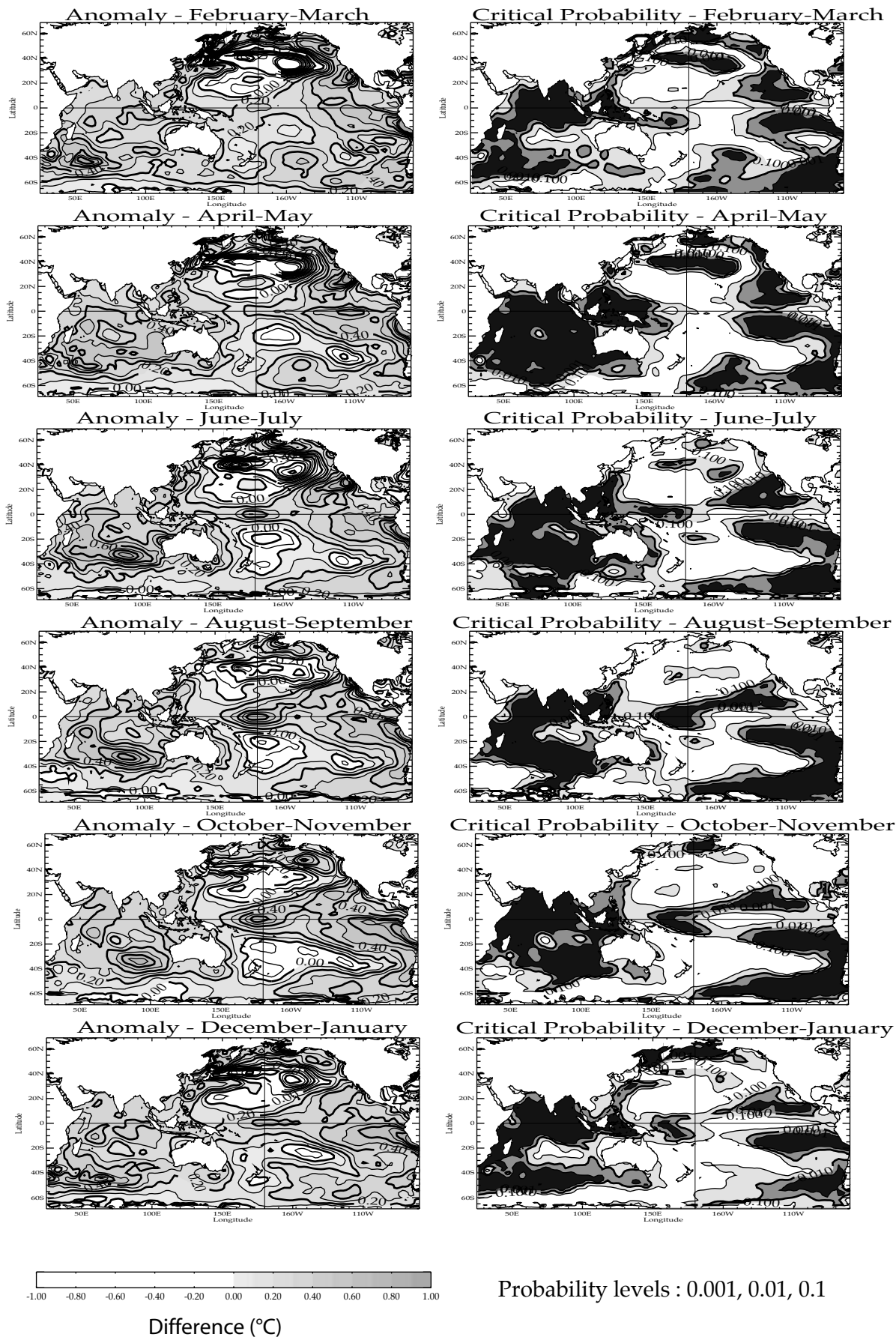
Ces expériences de sensibilité ont enfin permis, d'une part, d'isoler les mécanismes physiques expliquant l'évolution, la persistance et le rôle des anomalies de TSO pendant plusieurs mois et, d'autre part, d'analyser les non-linéarités présentes dans la réponse atmosphérique. En particulier, ces expériences sont utiles pour quantifier l'importance respective des flux à l'interface océan-atmosphère (en particulier le refroidissement de l'océan superficiel par évaporation) et des phénomènes d'upwellings côtier ou équatorial dans l'évolution des anomalies de TSO dans la partie est du bassin de la fin de l'hiver (boréal) à l'automne boréal. Elles ont enfin permis de démontrer l'importance de l'état de base (climatologie) pour l'évolution couplée de ces anomalies.

Nous sommes donc maintenant beaucoup mieux armés pour discuter du rôle de l'océan Indien (Sud) dans l'ensemble du système mousson-ENSO et dans la TBO dans les sections suivantes.

3.c Rôle des anomalies de TSO de l'océan Indien sur l'ENSO

A partir de 1976-1977, l'océan Indien s'est globalement et significativement réchauffé, tout comme le Pacifique tropical (cf. Chapitre II; Nitta et Yamada, 1989 ; Terray, 1994 ; Aoki et al., 2003). Ce réchauffement a été particulièrement sensible dans l'océan Indien subtropical Sud. A l'inverse, le Pacifique Nord s'est considérablement refroidi dans les décennies récentes (Trenberth et Hurrell, 1994). Tous ces changements, ainsi que leur significativité statistique, sont illustrés sur la figure 3.11 qui présente les différences entre les climatologies de TSO dans les régions indo-pacifiques calculées sur les périodes 1977-2001 et 1948-1976.

Figure 3.11 : Différences entre les climatologies de TSO estimées sur les périodes avant et après le saut climatique de 1976-1977 (colonne de gauche). Les probabilités critiques associées à ces différences sont présentées pour trois niveaux de confiance (90, 99 et 99,9%) dans la colonne de droite. Ces probabilités ont été estimées par une méthode de rééchantillonnage. D'après Terray et Dominiak (2005).



Parallèlement à ces changements des conditions de surface, les relations entre la variabilité de la mousson indienne et l'ENSO ont été profondément modifiées (Kinter et al., 2002). La morphologie des événements El Niño a aussi connu des changements notoires à partir de cette date, puisque la périodicité, l'amplitude, mais aussi les évolutions spatiale et temporelle de l'ENSO ne sont plus les mêmes (Wang, 1995; An and Wang, 2000; Wang and An, 2001). De nombreux auteurs ont tenté de relier ces modifications de l'ENSO à la variabilité multidécennale du Pacifique Nord. Compte tenu de l'ampleur de la variabilité décennale à pluri-décennale du climat de l'océan Indien illustrée par la figure 3.11, on peut aussi légitimement se poser la question du rôle de l'océan Indien dans ces changements de la variabilité tropicale observés après le saut climatique de 1976-1977.

Pour illustrer le rôle spécifique du réchauffement soudain de l'océan Indien à partir de 1976-1977 sur la circulation atmosphérique, deux simulations atmosphériques courtes utilisant le modèle atmosphérique ARPEGE ont été conduites dans le cadre du programme VIMA financé par le PNEDC (collaboration CERFACS, Christophe Cassou et Eric Maisonnave). Dans la première, le modèle est forcé pendant 30 ans par la climatologie de TSO calculée sur la période 1950-1976 dans l'océan Indien ; dans la seconde sur 1976-2001. Les TSOs des autres bassins sont communes dans les deux expériences et correspondent à la climatologie sur la période totale 1950-2001. Ces expériences atmosphériques en mode forcé permettent de confirmer le forçage potentiel basse fréquence de l'océan Indien sur l'ensemble de la circulation tropicale, mais aussi extratropicale. En particulier, le réchauffement post-1976 de l'océan Indien s'accompagne d'une modification du positionnement des cellules zonales de Walker dans les trois bassins océaniques comme l'illustre les différences entre la climatologie post- et pre- 1976 du potentiel de vitesse à 200 hPa calculées à partir de ces expériences (figure 3.12).

Ainsi, une TSO plus chaude dans l'océan Indien après 1976 induit une ascendance grande échelle sur ce bassin qui est compensée par une subsidence accrue sur l'Atlantique tropical et le Pacifique équatorial Ouest, notamment pendant l'hiver boréal. L'extension considérable de la piscine d'eau chaude de l'océan Indien après 1976 affecte donc le positionnement de la branche ascendante de la circulation de Walker dans le Pacifique.

Suite à ces modifications de l'état moyen, les relations entre les océans Indien et Pacifique à l'échelle interannuelle ont été aussi profondément modifiées comme l'illustre la figure 3.13 qui présente les corrélations décalées entre les TSOs de décembre-janvier dans la région Niño3.4 et les champs bimensuels de TSO dans la zone indo-pacifique de 12 à 0 mois avant, pour deux périodes distinctes, l'une avant le saut climatique de 1976-1977 et l'autre après.

Ces analyses de corrélation confirment d'abord que l'évolution des événements El Niño et La Niña diffère dans les périodes pre- et post- 1976 (Wang, 1995; An and Wang, 2000; Wang and An, 2001). Avant 1976 (colonne de gauche de la figure 3.13), on peut observer le développement d'un événement ENSO dit "canonique" avec l'apparition de corrélations positives et significatives (correspondant à des anomalies positives de TSO dans le cas d'un événement El Niño et négatives dans le cas d'un épisode La Niña) le long de la côte pacifique sud-américaine dès le printemps boréal, soit huit à dix mois avant le pic de l'événement (Wallace et al., 1998). Ces corrélations se propagent ensuite vers l'ouest, tout en s'amplifiant. Parallèlement, des corrélations négatives émergent dans l'ouest de l'océan Pacifique, gagnent progressivement en significativité aux latitudes subtropicales et adoptent finalement une forme en "fer-à-cheval" à l'automne boréal précédant le pic de l'événement (Wallace et al., 1998). Après 1976 (colonne de droite de la figure 3.13), les corrélations positives apparaissent tout d'abord dans le Pacifique central, puis se propagent ensuite vers l'est les mois suivants (Wang, 1995). La signature en forme de fer-à-cheval apparaît aussi plus intense après le changement de régime climatique de 1976-1977.

Ces analyses permettent aussi d'illustrer que le réchauffement abrupt de l'océan Indien observé aux alentours de 1976-1977 s'est accompagné d'un renversement complet des relations entre les TSOs de l'océan Indien et l'évolution des événements El Niño dans le Pacifique (figure 3.13).

Figure 3.12 : Différence entre la climatologie post- et pre- 1976 du potentiel de vitesse à 200 hPa simulée par le modèle ARPEGE. L'intervalle de contours est de $1.10^6 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$. Communication Christophe Cassou.

PLPOV200 anom / After76 - Before76

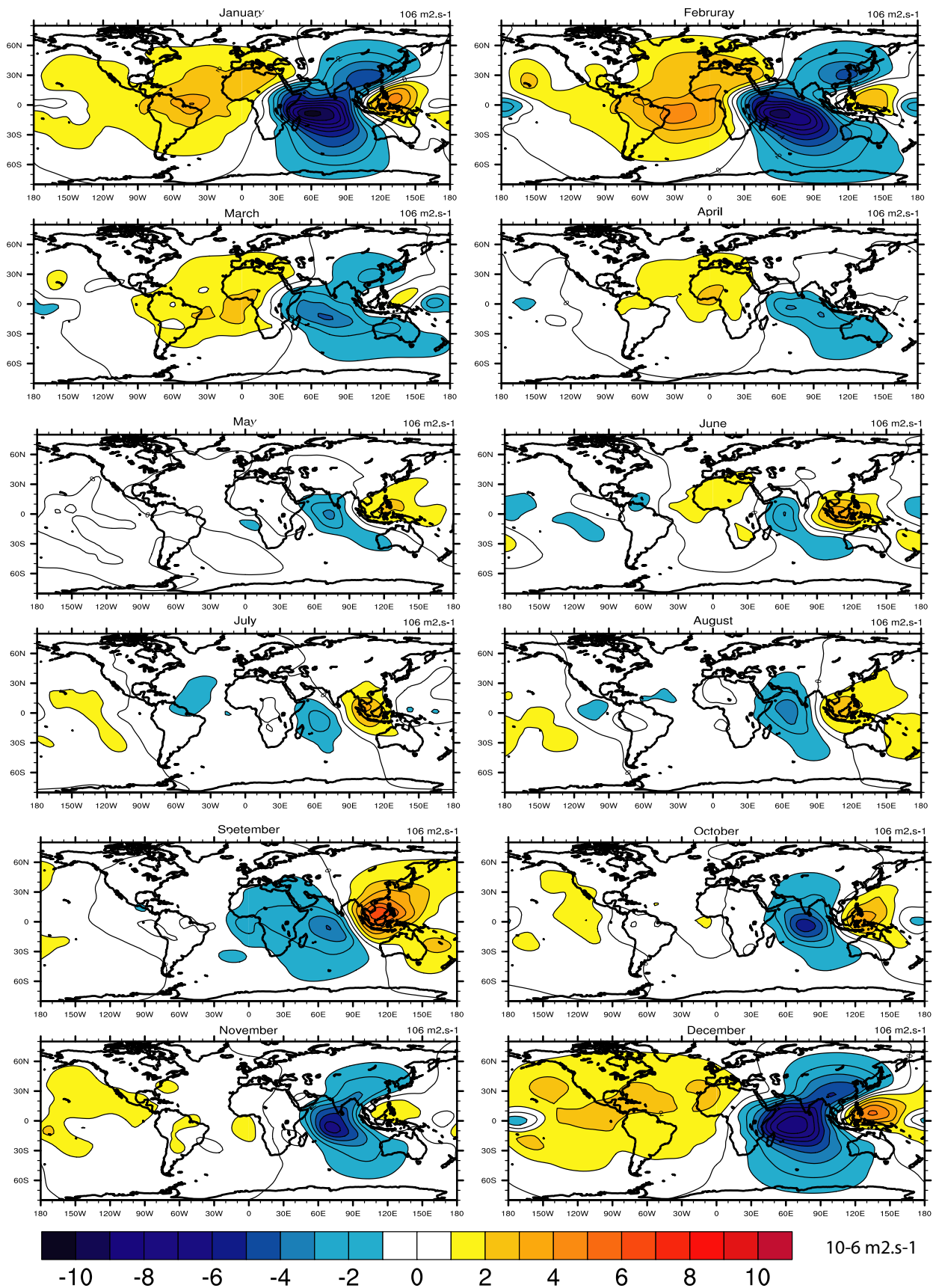
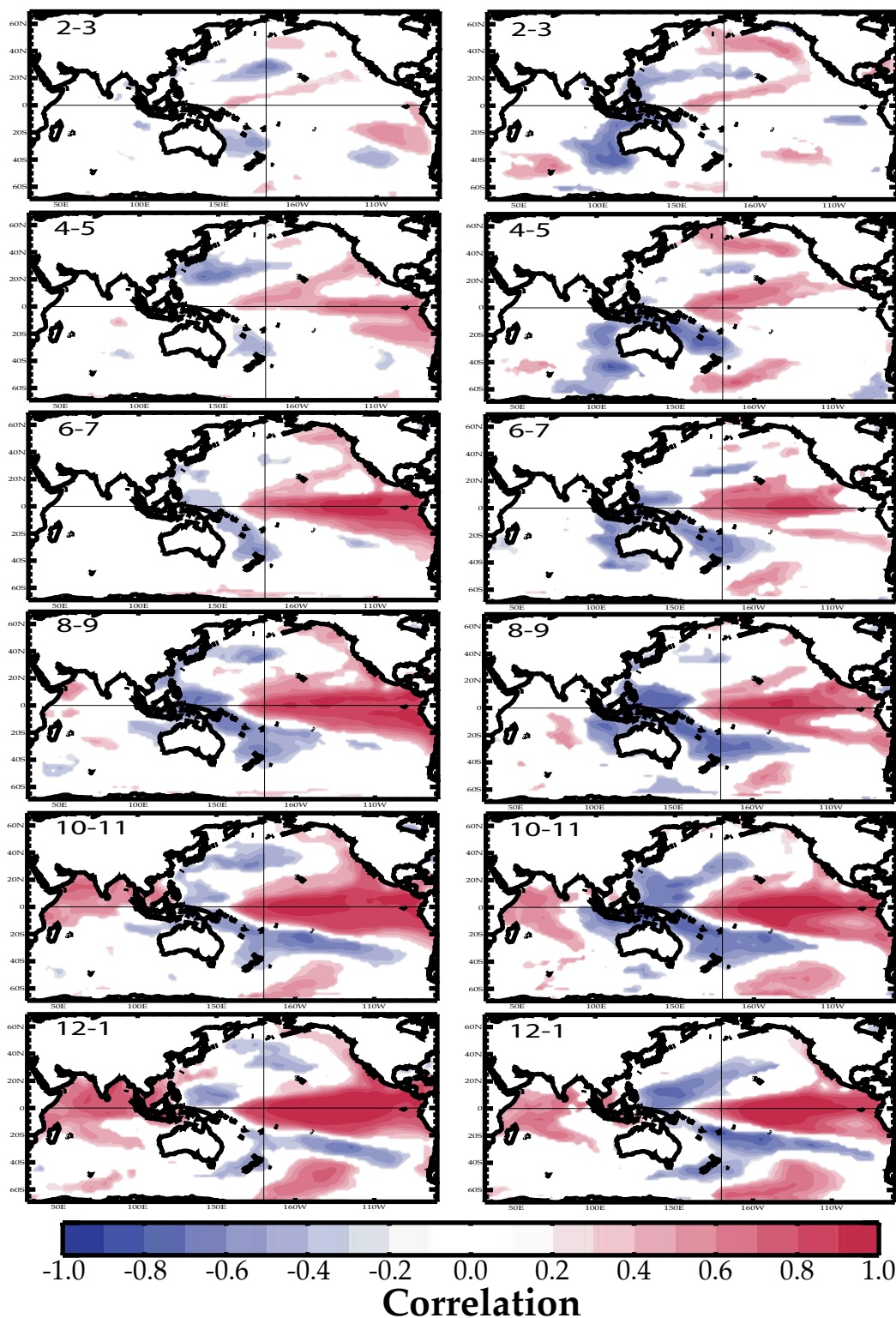


Figure 3.13 : Séquence temporelle de corrélations décalées entre les TSOs observées dans la région Niño3.4 (5°S-5°N/190-240°E) en décembre-janvier et les champs bimensuels de TSO observés dans les régions indo-pacifiques de zero à six saisons avant. Les calculs ont été effectués sur deux périodes distinctes avant et après 1976-1977 (1948-1976 et 1977-2001) et les tendances à long terme des différentes séries ont été éliminées (par l'intermédiaire de la méthode STL présentée au chapitre II) avant le calcul des corrélations. Les corrélations qui ne sont pas significatives à un seuil de confiance de 90% selon un test de type « bootstrap » qui tient compte de l'autocorrelation temporelle des séries sont masquées. D'après Terray et Dominiak (2005).

Correlations detrended Niño34 SST (12-1) detrended SST

Period : 1948-1976

Period : 1979-2001



Avant 1976-1977, l'océan Indien semble jouer un rôle essentiellement passif dans l'évolution des événements El Niño puisqu'aucune corrélation significative n'est visible avant la fin de l'été boréal (figure 3.13). Durant cette saison, des corrélations positives apparaissent dans le nord-ouest de la mer d'Arabie suggérant un ralentissement du flux de mousson. Cette caractéristique est consistante avec l'analyse du chapitre II qui indique que le développement d'un événement El Niño dans le Pacifique s'accompagne bien souvent de pluies de mousson déficitaires sur le sous-continent indien. On observe ensuite un réchauffement global significatif de l'océan Indien pendant et après la phase mature des événements El Niño avant 1976-1977. Ces relations ont été illustrées de nombreuses fois dans la littérature et sont relativement bien comprises (cf. le concept du pont atmosphérique; Klein et al., 1999; Lau et Nath, 2000, 2003; Alexander et al., 2002).

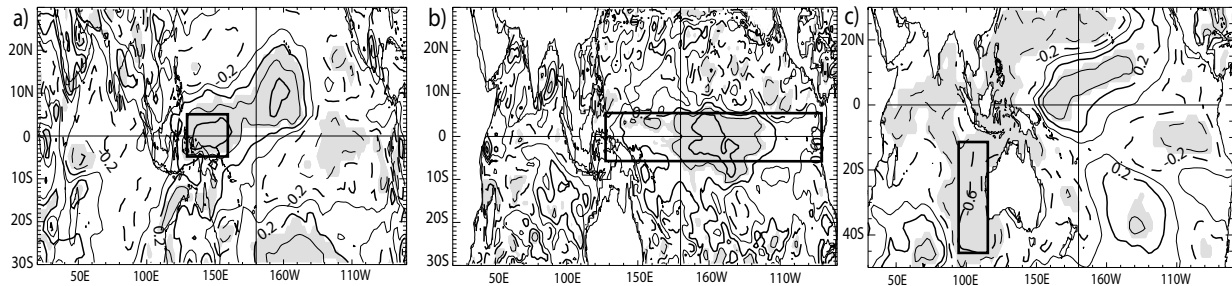
Après 1976-1977, la situation semble radicalement différente (figure 3.13 ; colonne de droite): l'analyse des corrélations suggère que les TSOs dans le SEOI à la fin de l'hiver boréal constituent un excellent précurseur des événements El Niño, comme pour les moussons indiennes exceptionnelles ou les événements dipôle tropical de l'océan Indien (cf. section 3.b). Ces corrélations perdurent pendant les saisons suivantes, ce qui renforce l'idée que l'océan Indien Sud joue un rôle actif dans la variabilité tropicale, tout au moins à partir de 1976-1977. Le réchauffement de l'océan Indien pendant le pic de l'événement est finalement beaucoup moins significatif après 1976-1977, ce qui semble paradoxal puisque des événements El Niño particulièrement intenses se sont produits pendant la période récente. Cette caractéristique est néanmoins consistante avec l'affaiblissement des relations entre la mousson et l'ENSO observée dans la période récente (cf. chapitre II). Un autre aspect distinctif des périodes pre- et post- 1976 est la variabilité de type dipôle tropical qui émerge dans l'océan Indien à l'automne boréal dans la période récente et qui suggère un lien fort entre l'occurrence des événements dipôle positif dans l'océan Indien et El Niño dans le Pacifique après le saut climatique de 1976-1977. En conclusion, ces corrélations suggèrent un renversement complet de la relation « maître-esclave » entre les deux bassins depuis le saut climatique de 1976-1977.

En vue d'établir clairement l'intérêt des anomalies de TSO dans le SEOI à la fin de l'hiver boréal (février-mars) pour la prévision des événements El Niño depuis le saut climatique de 1976-1977, il est donc instructif de comparer les performances de ce nouveau "précurseur" avec celles des précurseurs "classiques" de l'ENSO que sont les anomalies de vent zonal au dessus du réservoir d'eau chaude du Pacifique Ouest ou du contenu en chaleur dans le Pacifique équatorial (figure 3.14).

Conformément à la théorie de l'oscillateur retardé développée par Jin (1997), on assiste à un renforcement des alizés au-dessus du Pacifique et à une accumulation d'eau chaude dans les couches superficielles du Pacifique équatorial pendant l'année qui précède un événement El Niño (figure 3.14.b ; Wyrski, 1985 ; Meinen et McPhaden, 2000 ; Hasegawa et Hanawa, 2003). Dans ces conditions, il n'est pas étonnant de constater que le contenu en chaleur dans le Pacifique équatorial est l'un des meilleurs précurseurs des événements El Niño et figure en première place dans les modèles de prévision statistique de l'ENSO (Clarke et Van Gorder, 2001, 2003).

Parallèlement, de nombreuses études ont aussi souligné l'importance des coups de vent d'ouest sur le déclenchement des événements El Niño (figure 3.14.a ; McPhaden et al., 1998). Ces anomalies de vent d'ouest, si elles se produisent au bon moment et au bon endroit (au dessus de l'ouest du Pacifique équatorial, figure 3.14a), peuvent induire un affaiblissement des alizés et donner ainsi naissance à une onde de Kelvin qui se propage au niveau de la thermocline vers l'est. C'est l'arrivée de cette onde équatoriale qui initie bien souvent le réchauffement observé dans le Pacifique équatorial Est et le long des côtes américaines durant la phase de développement des événements El Niño (figure 3.13). Ces observations expliquent pourquoi les anomalies de vent zonal observées pendant l'hiver boréal figurent aussi parmi les meilleurs prédicteurs de la variabilité ENSO dans les modèles statistiques (Clarke et Van Gorder, 2003).

Figure 3.14 : (a) Corrélacion entre la TSO dans la région Niño3.4 en décembre-janvier et le vent zonal à 10 m dans les régions indo-pacifiques dix mois auparavant (février-mars). (b) Corrélacion entre la TSO dans la région Niño3.4 en décembre-janvier et la profondeur de l'isotherme 20°C (utilisée comme un proxy de la thermocline) dans les régions indo-pacifiques dix mois auparavant (février-mars). (c) Corrélacion entre la TSO dans la région Niño3.4 en décembre-janvier et la TSO dans les régions indo-pacifiques dix mois auparavant (février-mars). Les calculs sont faits sur la période 1977-2001 ; les vents à 10 m sont extraits des réanalyses atmosphériques NCEP (Kalnay et al., 1996) ; les profondeurs de l'isotherme 20°C des réanalyses SODA (Carton et al., 2000) et les TSOs des données ERSSTv2 de Smith et Reynolds (2004a). Les corrélacions positives (négatives) sont indiquées par un trait continu (discontinu). Les corrélacions qui sont significatives à un seuil de confiance de 90% selon un test de type « bootstrap » qui tient compte de l'autocorrélacion temporelle des séries sont grisées. D'après Dominiak et Terray (2005).



La figure 3.15 confirme que la relation entre la variabilité ENSO et ses précurseurs potentiels a significativement évolué après le saut climatique de 1976-1977. Le contenu en chaleur du Pacifique équatorial (Z20) en février-mars est le précurseur qui semble le plus robuste puisqu'il entretient des relations significatives avec les anomalies de TSOs observées dans la région Niño3.4 huit à dix mois plus tard sur les deux périodes (figure 3.15). En revanche, le comportement des deux autres prédicteurs (SEIO et WPAC) a significativement changé puisque leur pouvoir prédictif est très faible avant le saut climatique de 1976-1977 alors que leur performance dépasse légèrement celle du contenu en chaleur (Z20) dans la période récente (figures 3.14 et 3.15). Enfin, il est remarquable de constater qu'après 1976, les meilleures corrélacions décalées à huit à dix mois sont obtenues pour l'indice de TSO de l'océan Indien.

Des études menées sur les réanalyses océaniques SODA (Carton et al., 2000) et du BMRC (Smith, 1995) ainsi que sur les réanalyses atmosphériques NCEP (Kalnay et al., 1996) et NCEP2 (Kanamitsu et al., 2002) ont confirmé que les anomalies de TSO dans le SEOI en février-mars jouaient un rôle significatif sur le déclenchement des événements El Niño après 1976-1977 (Dominiak et Terray, 2005). En particulier, cet indicateur bat tous les prédicteurs statistiques « classiques » de l'ENSO (anomalies de vent zonal au dessus du réservoir d'eau chaude du Pacifique Ouest, contenu en chaleur dans le Pacifique équatorial, etc.) dans des exercices de régressions (régressions validées par des techniques de rééchantillonnage) sur la période récente (1977-2001). Ces résultats issus de prévisions statistiques soulignent l'importance des anomalies de TSO de l'océan Indien Sud pour l'évolution de l'ensemble du système mousson-ENSO dans les décennies récentes.

Certains des mécanismes physiques responsables de cette relation statistique significative entre l'océan Indien Sud et l'évolution des événements ENSO après 1976-1977 ont pu être identifiés à partir des observations et des réanalyses (Terray et Dominak, 2005). Après 1976-1977, les anomalies de TSO associées au dipôle subtropical de l'océan Indien pendant l'hiver boréal se propagent vers le nord-est, accompagnant le renversement saisonnier des vents de mousson dans cette zone. Comme nous l'avons décrit dans la section 3.b, différentes boucles de rétroactions positives (vent-évaporation-TSO et vent-thermocline-TSO à proximité de Sumatra-Java, vent-thermocline équatoriale-TSO) expliquent alors la persistance des anomalies de TSO entre Sumatra et l'Australie pendant plusieurs saisons, ainsi que la réponse significative de l'atmosphère à ces perturbations observées à l'interface océan-atmosphère (figure 3.16). Les anomalies de pression observées au dessus du SEOI et de l'Australie, suite à ces mécanismes couplés intrinsèques à l'océan Indien, semblent alors induire un forçage persistant sur le système climatique du Pacifique Ouest au printemps boréal (figure 3.16).

Figure 3.15 : Corrélations décalées entre les anomalies mensuelles de TSO dans la région Niño3.4 et trois prédicteurs potentiels de la variabilité ENSO observés en février-mars: les TSOs dans le SEIO (5-45°S, 90-122°E) estimées à partir des données ERSSTv2 (Smith et Reynolds, 2004a), le vent zonal au dessus du Pacifique Ouest (WPAC: 5°S-5°N, 130-160°E) estimé à partir des données COADS (Woodruff et al., 1998) et la profondeur de l'isotherme 20°C dans le Pacifique équatorial (Z20: 5°S-5°N, 130°E-80°W) dérivée des réanalyses océaniques SODA (Carton et al., 2000). Les secteurs SEIO, WPAC et Z20 sont indiqués sur la figure 3.14. Les corrélations ont été calculées séparément pour les périodes antérieure (1948-1976 pour SEIO et WPAC ; 1950-1976 pour Z20) et postérieure (1977-2001 pour SEIO et Z20; 1977-1997 pour WPAC) au saut climatique de 1976-1977 pour illustrer les changements de relation entre l'ENSO et ses précurseurs. Le signe de certaines corrélations a été inversé pour faciliter la comparaison entre les différents prédicteurs pendant les deux périodes (ces corrélations sont indiquées par le sigle "opp" dans la légende du graphique). D'après Terray et Dominiak (2005).

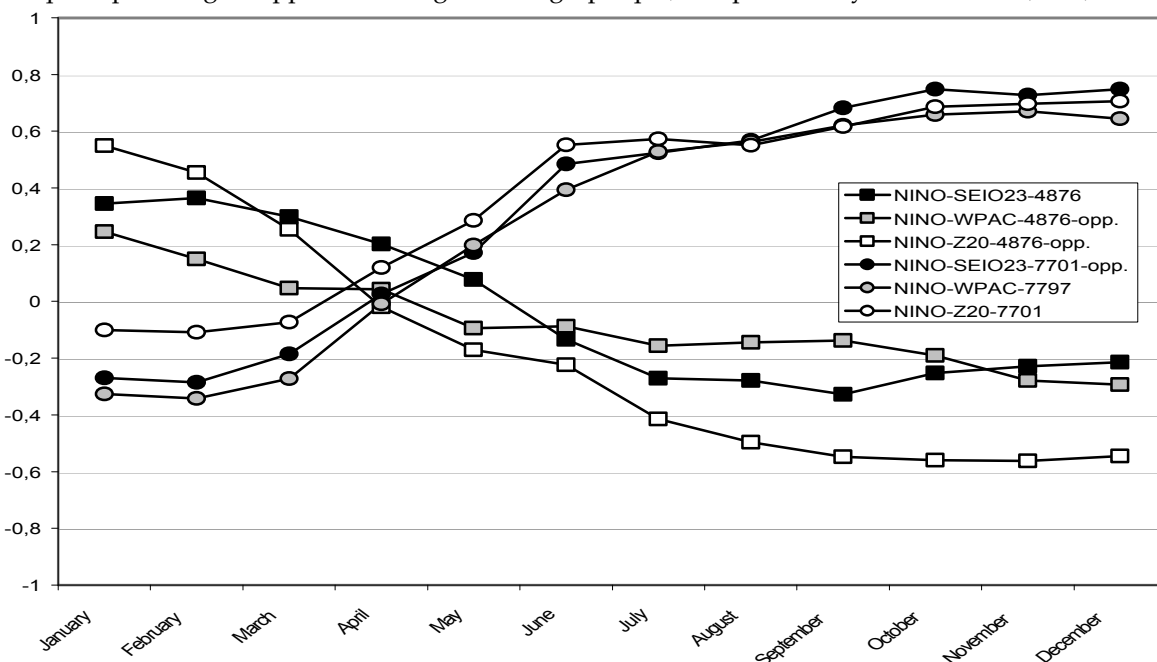
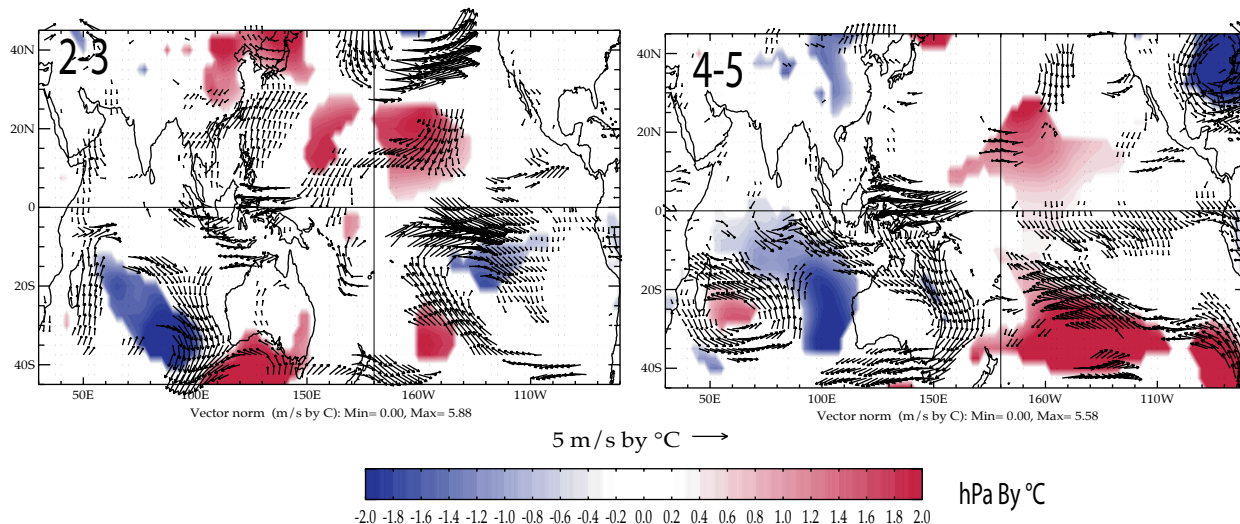


Figure 3.16: Cartes des coefficients de régression des champs de TSO, de vent à 850 hPa et de pression au niveau de la mer en février-mars et avril-mai (variables dépendantes) en fonction de la série temporelle des TSOs dans le SEIOI en février-mars (variable indépendante, voir la figure 3.14c pour la définition du secteur SEIOI). Les coefficients de régression sont estimés à partir des réanalyses NCEP2 (Kanamitsu et al., 2002) et des données ERSSTv2 (Smith et Reynolds, 2004a) sur la période 1979-2003. Les tendances à long-terme des différentes séries de TSO ont été éliminées (par l'intermédiaire de la méthode STL présentée au chapitre II) avant le calcul des coefficients de régression. Les coefficients qui ne sont pas significatifs à un seuil de confiance de 90% selon un test de type « bootstrap » qui tient compte de l'autocorrélation temporelle des séries sont masqués.

Regressions detrended SEIO SSTs (2-3) 850 hPa wind/SLP - NCEP2 - Year 0



En particulier, les basses pressions associées à une perturbation chaude dans le SEOI favorisent l'apparition d'anomalies de vent d'est sur le bord ouest du réservoir d'eau chaude du Pacifique (figure 3.16). Elles modulent aussi l'intensité de la circulation régionale de Hadley au-dessus du Pacifique Sud-Ouest via un affaiblissement de la convection au dessus de l'ouest et du centre du Pacifique équatorial au printemps boréal (Terry et Dominiak, 2005). Ces modulations de la cellule de Hadley semblent, à leur tour, exciter des ondes de Rossby dans la haute troposphère du Pacifique Sud qui modifient la position du jet subtropical dans ces régions (cf. les mécanismes de propagation des ondes de Rossby, Trenberth et al., 1998) et s'accompagnent d'anomalies quasi-stationnaires de la circulation de surface aux moyennes latitudes du Pacifique Sud (figure 3.16). Ces anomalies favorisent enfin le renforcement de l'anticyclone subtropical du Pacifique Sud et semblent ainsi jouer un rôle important dans l'évolution des épisodes La Niña après le saut climatique de 1976-1977. Les hautes pressions associées à une perturbation froide dans le SEOI à la fin de l'hiver boréal conduisent à des anomalies de signe opposé et favorisent donc l'apparition d'un état El Niño dans le Pacifique plusieurs mois après.

Il est maintenant naturel de se demander pourquoi ces mécanismes ne sont pas à l'oeuvre avant 1976-1977. Les changements de l'état moyen de l'océan Indien observés à partir de 1976-1977 fournissent des éléments de réponse à cette question. Le réchauffement important de l'océan Indien subtropical à la fin de l'hiver et pendant le printemps boréal après 1976-1977 (figure 3.11) implique une modulation de l'intensité des rétroactions positives entre le vent, l'évaporation et les TSO dans l'océan Indien Est entre les deux périodes (Terry et Dominiak, 2005). Suite à l'extension considérable du réservoir d'eau chaude de l'océan Indien à partir de 1976-1977, ces processus de rétroactions positives semblent particulièrement actifs pendant la période récente, car l'intensité de la convection et donc aussi l'efficacité de la rétroaction positive entre le vent, l'évaporation et la TSO augmentent pour des TSO climatologiques suffisamment chaudes (ce qui est le cas entre Sumatra et l'Australie après 1976-1977). Cette hypothèse est consistante avec les tests de sensibilité décrits dans la section 3.b. Autrement dit, le couplage entre les TSO et les champs atmosphériques de l'océan Indien pendant le printemps boréal est beaucoup plus intense après 1976-1977 en raison des changements de la TSO climatologique dans ce secteur. Des décompositions aux valeurs singulières (SVD) des matrices de covariance des champs de SLP et de TSO de l'océan Indien, estimées avant et après 1976-1977, ont aussi permis de valider cette hypothèse à partir des observations, car le couplage entre les champs atmosphériques et océaniques dans l'océan Indien Sud au printemps boréal a augmenté dans la période récente (Terry et Dominiak, 2005).

Ces différents résultats suggèrent que le rôle de l'océan Indien dans le système mousson-ENSO à l'échelle interannuelle risque de devenir de plus en plus important dans le contexte du réchauffement climatique d'origine anthropique puisque l'océan Indien est particulièrement sensible au forçage anthropique comme nous l'avons démontré dans le Chapitre II de ce document. Les simulations couplées réalisées pour le 4^{ème} rapport d'évaluation du GIEC vont maintenant nous permettre de vérifier ou d'infirmer cette hypothèse.

Pour tester l'impact éventuel du réchauffement de l'océan Indien sur l'évolution de l'ENSO dans le climat du futur, les corrélations décalées entre les TSOs dans la région Niño3.4 en novembre-février et les TSOs dans les régions indo-pacifiques dix mois auparavant (février-mars) ont été calculées dans différentes simulations réalisées dans le cadre du GIEC. Plus précisément, ces corrélations ont été estimées à la fois dans les simulations de contrôle et les périodes stabilisées des simulations idéalisées avec doublement et quadruplement du gaz carbonique dans l'atmosphère pour trois modèles parmi les plus « réalistes » participant au GIEC (figure 2.24; voir aussi AchutaRao et Sperber, 2006) et après élimination des tendances à long-terme des différentes séries (figure 3.17).

Ces résultats issus de différents modèles couplés suggèrent, comme dans le cas des observations (figure 3.13), qu'une variabilité de type "dipôle subtropical" dans l'océan Indien Sud pendant l'hiver boréal est un précurseur de plus en plus significatif de l'occurrence d'un événement El Niño dix mois plus tard dans le contexte d'un réchauffement progressif du climat. Deux de ces modèles, ceux du MPI

et du MRI, sont de plus capable de reproduire les changements d'évolution des événements ENSO (en particulier, le renversement du sens de propagation des anomalies de TSO dans le Pacifique équatorial pendant les événements El Niño) entre les périodes pre- et post- 1976, lorsque l'on passe de la simulation de contrôle à la période stabilisée de la simulation avec quadruplement du gaz carbonique dans l'atmosphère (figure 3.18).

De plus, ces modèles, qui sont parmi les plus réalistes, suggèrent aussi que la covariabilité des océans Indien et Pacifique va augmenter pendant l'automne boréal avec l'occurrence simultanée d'événements El Niño (La Niña) dans le Pacifique et dipôle tropical positif (négatif) dans l'océan Indien, ce qui est à nouveau en accord avec les observations après le saut climatique de 1976-1977 (figure 3.19).

Figure 3.17: Corrélations décalées entre la série des TSOs dans la région Niño3.4 en novembre-février et les TSOs des régions indo-pacifiques en février-mars (10 mois avant), estimées dans les simulations de contrôle (picntrl/pdcntrl) et dans les périodes stabilisées des simulations idéalisées avec doublement (1pctto2x) et quadruplement (1pctto4x) du gaz carbonique dans l'atmosphère pour trois modèles couplés (mpi_echam5, mri_cgcm2_3_2a, gfdl_cm2) participant au 4^{ème} rapport d'évaluation du GIEC. Les composantes basse fréquence présentes sur les différentes séries ont été filtrées avec la méthode STL, présentée dans la section 2.b, avant le calcul des corrélations pour mieux faire ressortir le signal interannuel et éviter les problèmes d'interprétation liés à la nonstationnarité des séries. Les corrélations qui ne sont pas significatives à un seuil de confiance de 90% selon un test de type « bootstrap » qui tient compte de l'autocorrelation temporelle des séries sont masquées.

SST 11-2 NINO34 - February-March Indo-Pacific SST Correlations

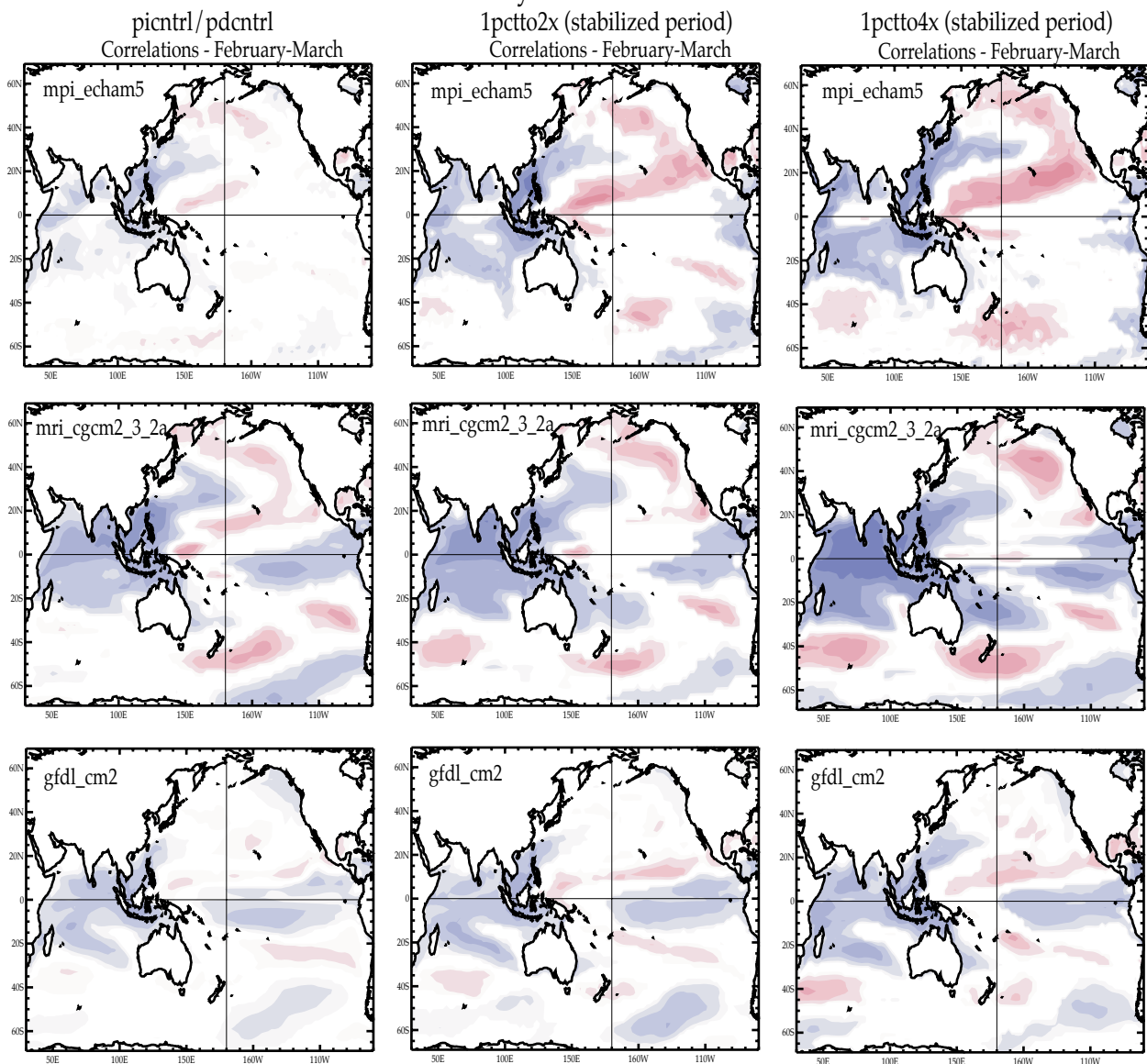


Figure 3.18: Séquence temporelle de corrélations décalées entre les TSOs dans la région Niño3.4 en novembre-février et les champs bimensuels de TSO observés dans les régions indo-pacifiques de zéro à six saisons auparavant dans les simulations du GIEC réalisées avec le modèle du MPI. Les calculs ont été effectués dans une simulation de contrôle (pdcntrl) et sur la période stabilisée de la simulation idéalisée avec quadruplement (1pctto4x) du gaz carbonique dans l'atmosphère. Les tendances à long terme des différentes séries ont été éliminées (par l'intermédiaire de la méthode STL présentée au chapitre II) avant le calcul des corrélations. Les corrélations qui ne sont pas significatives à un seuil de confiance de 90% selon un test de type « bootstrap » qui tient compte de l'autocorrelation temporelle des séries sont masquées.

SST 11-2 NINO34 - Indo-Pacific SST Correlations (STL residuals, ns=35 and nt=21) - echam5/mpi-om
picntrl *stabilized 1pctto4x*

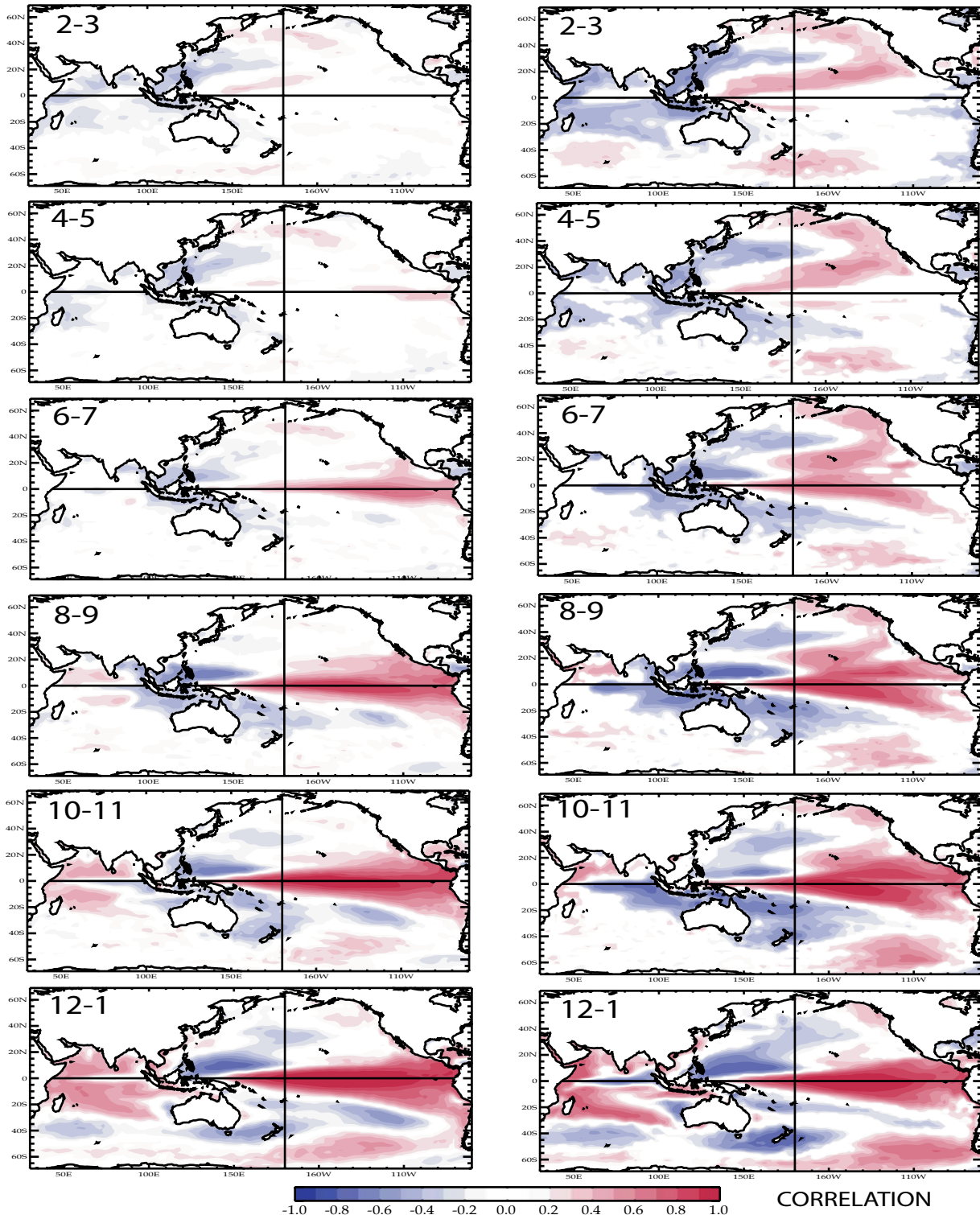
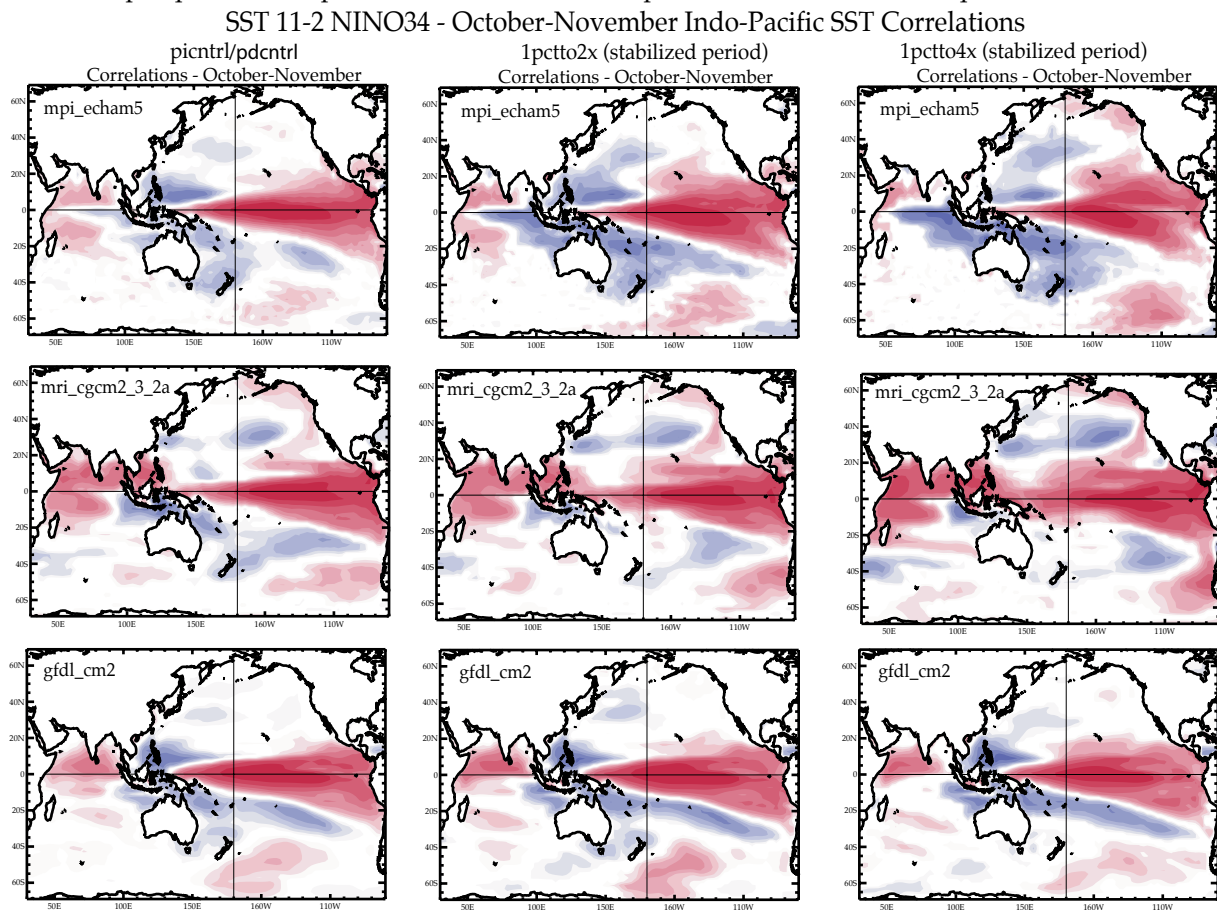


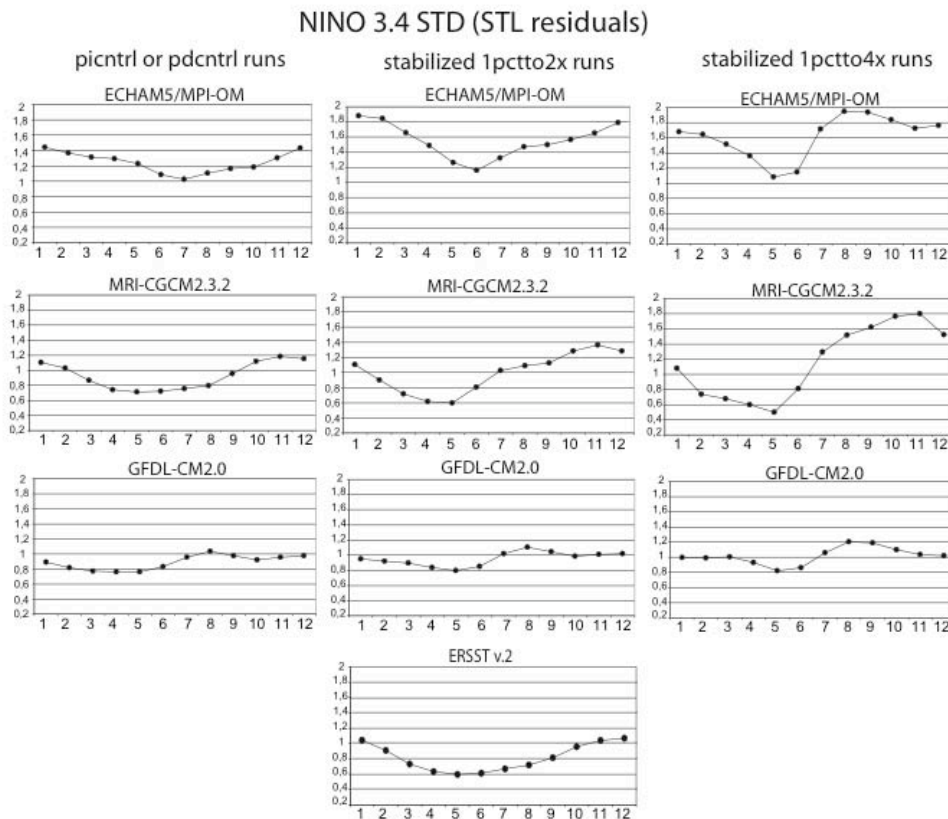
Figure 3.19: Corrélations décalées entre la série des TSOs dans la région Niño3.4 en novembre-février et les TSOs des régions indo-pacifiques en octobre-novembre (1 mois avant), estimées dans les simulations de contrôle (picntrl/pdcntrl) et dans les périodes stabilisées des simulations idéalisées avec doublement (1pctto2x) et quadruplement (1pctto4x) du gaz carbonique dans l'atmosphère pour trois modèles couplés (mpi_echam5, mri_cgcm2_3_2a, gfdl_cm2) participant au 4^{ème} rapport d'évaluation du GIEC. Les composantes basse fréquence présentes sur les différentes séries ont été filtrées avec la méthode STL, présentée dans la section 2.b, avant le calcul des corrélations. Les corrélations qui ne sont pas significatives à un seuil de confiance de 90% selon un test de type « bootstrap » qui tient compte de l'autocorrelation temporelle des séries sont masquées.



Finalement, cette intensification de la covariabilité entre les deux bassins océaniques dans ces simulations avec augmentation du gaz carbonique dans l'atmosphère s'accompagne d'une amplification de la variabilité ENSO dans le Pacifique, ainsi que d'une translation du pic des événements El Niño/La Niña vers l'automne boréal qui est la période préférentielle d'occurrence du dipôle tropical de l'océan Indien (figure 3.20).

Ces différents résultats préliminaires ouvrent des perspectives intéressantes pour mieux comprendre la variabilité décennale à multidécennale de l'ENSO, mais aussi les changements observés de sa prévisibilité à longue échéance « potentielle » (Goswami, 2004).

Figure 3.20 : Écarts-types mensuels de la composante résiduelle de l'analyse STL de la série Niño34 dans différentes simulations réalisées avec trois modèles couplés (mpi_echam5, mri_cgcm2_3_2a, gfdl_cm2) participant au GIEC. Les écarts-types ont été estimés dans les simulations de contrôle (picntrl/pdcntrl) et dans les périodes stabilisées des simulations idéalisées avec doublement (1pctto2x) et quadruplement (1pctto4x) du gaz carbonique dans l'atmosphère. Les écarts-types mensuels estimés à partir des données (1871-2000) sont aussi présentés pour faciliter l'interprétation des résultats (graphique ERSSTv2).



2.d Rôle de l'océan Indien Sud dans l'oscillation bisannuelle troposphérique

Les résultats présentés dans les deux sections précédentes suggèrent que les anomalies de TSO dans l'océan Indien Sud jouent un rôle déterminant dans l'évolution du système mousson-ENSO à l'échelle interannuelle, en particulier depuis le saut climatique de 1976-1977. Dans le contexte d'une amélioration de la prévisibilité à longue échéance du climat des régions indo-pacifiques, une question particulièrement importante est maintenant de comprendre la formation de ces anomalies de TSO dans l'océan Indien Sud pendant l'hiver boréal.

Avec cet objectif, nous allons illustrer dans cette section que les relations entre l'océan Indien Sud, la mousson indienne et les phénomènes ENSO et dipôle tropical que nous venons d'expliciter peuvent être interprétées comme une phase particulière de la TBO dans les régions indo-pacifiques et que l'océan Indien Sud participe activement au maintien de cette oscillation dans les décennies récentes.

La TBO structure les variations de nombreuses variables climatiques observées dans la zone tropicale. Des phénomènes climatiques majeurs tels que l'ENSO ou le dipôle tropical de l'océan Indien, possèdent un rythme bisannuel plus ou moins marqué selon les périodes (figure 2.16). Ce rythme bisannuel est aussi suffisamment marqué pour produire des pics spectraux à des périodicités comprises entre 2 et 3 ans dans différents indices dynamiques et pluviométriques de la mousson indienne (figures 2.11 et 2.15), chinoise (Tian et Yasunari, 1992) ou encore australienne (Meehl et

Arblaster, 2002a). Cette périodicité apparaît aussi dans certaines variables météorologiques liées à la mousson ouest-africaine (Fontaine et al., 1995) ou aux « moussons » américaines (Kerr, 1990). On peut donc se poser la question de savoir si les différentes oscillations bisannuelles observées dans la bande tropicale sont orchestrées par un phénomène commun ou si elles ne sont que des manifestations régionales résultant, par exemple, d'interactions océan-atmosphère locales sans liens entre elles (Nicholls, 1978 ; Kerr, 1990). Meehl et Arblaster (2002a), Meehl et al. (2003), Loschnigg et al. (2003) ont ainsi suggéré que des phénomènes aussi variés que les moussons australienne et indienne, l'ENSO et le dipôle tropical de l'océan Indien interagissent pour entretenir cette oscillation bisannuelle dans les régions indo-pacifiques.

Différentes théories ont été formulées pour expliquer l'origine de cette oscillation. En schématisant les différentes hypothèses qui ont été avancées, on peut en définir trois classes : la première propose que le signal bisannuel observé résulte d'un couplage entre le cycle annuel et les oscillations intrasaisonnières, en particulier l'oscillation de Madden-Julian (Goswami, 1995); la seconde avance que le signal bisannuel est le produit d'interactions océan-atmosphère-terre plus ou moins complexes (Brier, 1978; Nicholls, 1978, 1979; Meehl, 1994, 1997; Li et al., 2001a; Meehl et Arblaster, 2002a; Meehl et al., 2003; etc.). La dernière, la plus controversée, tente d'établir un lien entre ce rythme bisannuel et l'oscillation quasi-bisannuelle des vents stratosphériques équatoriaux (Yasunari, 1989; Gray et al., 1992; Claud et Terray, 2006). Rappelons que celle-ci correspond à un renversement du régime des vents dans la stratosphère équatoriale avec une périodicité moyenne de 27 mois.

Dans la seconde classe d'hypothèses qui est la plus communément admise, les interactions océan-atmosphère au dessus de la piscine d'eau chaude des océans Indien et Pacifique jouent un rôle prépondérant. Mais, même dans cette catégorie d'hypothèses, les controverses sont nombreuses.

Selon Nicholls (1978, 1984), la TBO résulterait de l'interaction entre l'évaporation et le renversement saisonnier des vents de mousson dans l'océan Indien Est. Cette interaction est caractérisée par une rétroaction positive entre le vent, l'évaporation et la TSO pendant une partie de l'année, lorsque les vents sont d'est, et par une rétroaction négative, lorsque les vents sont d'ouest, comme nous l'avons illustré dans la section 3.b. Nicholls (1978, 1984) a démontré à l'aide d'un modèle idéalisé très simple que la succession de ces deux rétroactions au cours du cycle annuel suffit pour engendrer une oscillation bisannuelle.

D'après Clarke et al. (1998), la TBO résulterait d'une instabilité couplée entre le cycle annuel du vent et l'évaporation dans le Pacifique Ouest. Selon ces auteurs, de telles instabilités ne peuvent pas se produire dans l'océan Indien et les signaux bisannuels observés dans le bassin indien seraient liés aux instabilités qui se développent dans le Pacifique Ouest.

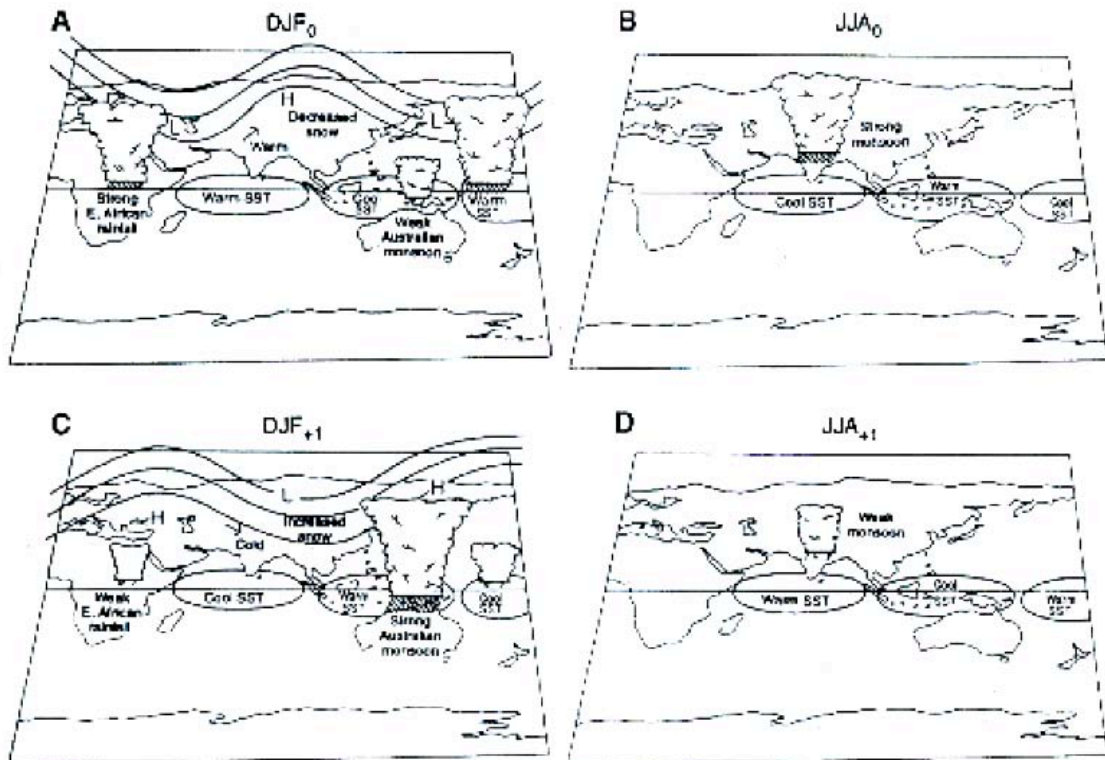
A l'inverse, de nombreuses études récentes ont suggéré que la TBO est un mode de variabilité naturel du système couplé océan-atmosphère dans les régions de mousson (Meehl, 1987, 1997; Chang et Li, 2000; Li et al., 2001a). Chang et Li (2000) et Li et al. (2001a) ont ainsi réfuté le scénario proposé par Clarke et al. (1998). Ces auteurs ont construit un modèle mécanique simple qui suggère que l'océan Indien peut produire une oscillation bisannuelle sans l'aide des processus couplés du Pacifique tropical. Selon ces auteurs, la TBO, résultant de processus couplés propres à l'océan Indien et à la mousson, est cependant amplifiée lorsque le Pacifique tropical interagit avec les autres modules de leur modèle mécanique idéalisé.

Les travaux pionniers de Brier (1978) et Nicholls (1978) ont été repris et complétés par ceux de Meehl et de ses collaborateurs au cours des 20 dernières années (Meehl, 1987, 1997; Meehl et Arblaster, 2002a; Meehl et al., 2003; etc.). Dans la conception de Meehl, la TBO intègre les moussons asiatique et australienne et est soutenue par des processus couplés terre-atmosphère-océan dans l'ensemble des régions indo-pacifiques (Meehl, 1993, 1994). Des interactions avec les surfaces continentales et les moyennes latitudes ont aussi été suggérées (Meehl, 1994). Cependant les interactions océan-atmosphère jouent le rôle dominant par rapport à la modulation du gradient terre-océan ou les interactions terre-atmosphère pour soutenir ce rythme bisannuel dans les régions indo-

pacifique tropicales (Meehl et Arblaster, 2002b; Meehl et al., 2003). De plus, l'étude de Li et al. (2001b) suggère que le forçage régional dû aux TSO de l'océan Indien est plus important pour la TBO que celui associé directement à l'ENSO. Ce qui impose à nouveau de réexaminer la variabilité interannuelle de l'océan Indien pour mieux comprendre l'origine de la TBO.

La figure 3.21 permet d'illustrer simplement les quatre phases de la TBO dans les régions voisines de l'océan Indien.

Figure 3.21: Représentation schématique des quatre phases de la TBO dans les régions voisines de l'océan Indien. D'après Meehl (1994).



La figure 3.21.a décrit les anomalies climatiques observées pendant l'hiver boréal précédant la première mousson indienne d'été du cycle bisannuel. On peut en particulier observer que l'ouest de l'océan Indien tropical est caractérisé par des TSO chaudes et que les zones océaniques voisines du continent maritime connaissent des anomalies de signe opposé. Dans la conception de Meehl, ces anomalies chaudes de TSO sont susceptibles de produire une mousson indienne relativement humide par intensification de l'évaporation au-dessus de la mer d'Arabie (figure 3.21.b). Ce résultat est en accord avec certaines études d'observations qui suggèrent que la TSO de la mer d'Arabie est un bon précurseur de la qualité de la mousson d'été avant son déclenchement (Clark et al., 2000). Ceci étant dit, l'intensification des pluies de mousson est associée à un renforcement du jet de Findlater et des vents de mousson sur la mer d'Arabie et à un flux transéquatorial réduit dans la partie est du bassin indien (figure 2.21). Ces anomalies de vent renforcent l'évaporation et le mélange vertical dans la partie ouest du bassin et contribuent à renverser le gradient est-ouest d'anomalies de TSO dans le bassin indien pendant l'été boréal et l'automne suivant la mousson indienne (figure 3.2.b). Ce gradient zonal d'anomalies de TSO contribue alors au renforcement de la mousson australienne pendant l'été austral (figure 3.21.c). Ce renforcement de la mousson australienne favorise alors l'apparition d'anomalies de vent d'ouest sur le bord ouest de la piscine d'eau chaude du Pacifique équatorial qui sont susceptibles de déclencher des ondes de Kelvin. Ces ondes vont ensuite se propager vers l'est en suivant le guide d'onde équatorial et provoquer un abaissement de la thermocline dans la partie est du Pacifique deux mois plus tard, ce qui initie le changement de phase de la TBO dans le bassin Pacifique

au printemps boréal (Meehl et al., 2003). Enfin, les anomalies froides des TSO dans l'ouest du bassin indien, résultant de l'intensification de la circulation de mousson pendant la première année du cycle bisannuel, induisent une mousson indienne relativement sèche pendant le deuxième été du cycle par les processus inverses de ceux évoqués ci-dessus (figure 3.21.d). Cet affaiblissement de la circulation de mousson estivale contribue enfin à renverser le gradient de TSO dans l'océan Indien équatorial et le cycle bisannuel peut ainsi se perpétuer au fil des années

La morphologie de la TBO est donc complexe, car le changement de signe des anomalies de TSO associées à chaque phase de l'oscillation varie d'une région à l'autre et dépend intimement du cycle annuel propre à chaque région (en particulier de la période du maximum pluviométrique et du passage de la ZCIT au cours de l'année). Les anomalies pluviométriques et de TSO associées à la TBO migrent ainsi de l'Asie du Sud vers l'Australie et le Pacifique Ouest (au sud de l'équateur) au cours des saisons, comme la ZCIT à l'échelle du cycle annuel. En particulier, une mousson indienne d'été relativement humide est suivie par une "bonne" mousson australienne l'été austral suivant (Meehl et Arblaster, 2002a; Meehl et al., 2003). Le changement de signe des TSOs à l'échelle bisannuelle a lieu à la fin de l'été boréal et à l'automne dans le bassin indien, mais au printemps boréal dans le bassin Pacifique. Un autre élément important de la théorie est que les anomalies du vent (zonal) de surface associées à la TBO sont de signe opposé dans les bassins indien et pacifique et se propagent vers l'est de l'océan Indien tropical vers le Pacifique Ouest au cours des saisons, en raison de la migration vers le sud-est des anomalies de convection (Yasunari, 1985, 1990; Rasmusson et al., 1990; Ropelewski et al., 1992). La migration saisonnière de la ZCIT de l'Asie du Sud vers l'Australie (de l'été boréal à l'été austral) joue ainsi un rôle pivot pour connecter les dynamiques couplées dans les océans Indien et Pacifique tropicaux, via les circulations est-ouest de Walker.

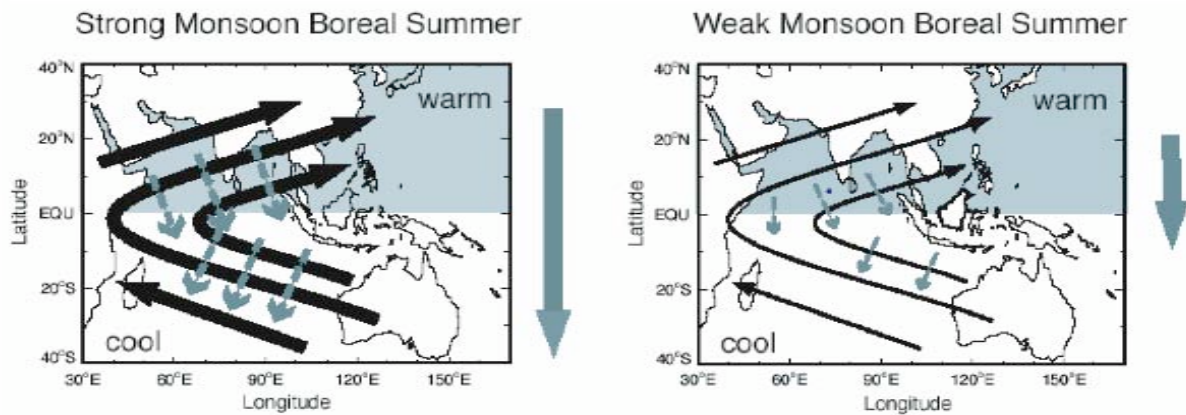
Les El Niño et La Niña dans le Pacifique et les événements dipôle tropical de l'océan Indien peuvent être interprétés comme les manifestations extrêmes de cette oscillation (Meehl et al., 2003; Loschnigg et al., 2003). Par exemple, les années 1982 et 1986 ont été relativement sèches en Inde et sont caractérisées par un changement de phase dans le Pacifique d'un état La Niña à un état El Niño. D'une façon analogue, les années 1992 et 1996 sont caractérisées à la fois par des moussons humides et des événements dipôle négatif à l'automne. A l'inverse, pendant les années 1982 et 1997, la mousson indienne d'été a été relativement sèche et a été suivie par un événement dipôle positif dans l'océan Indien. Cependant, le rythme bisannuel ne se réduit pas à ces manifestations extrêmes. L'alternance d'années relativement humides et sèches peut se détecter en dehors de ces épisodes extrêmes (Meehl et al., 2003).

Un ingrédient essentiel pour soutenir la TBO est que le système couplé doit garder en mémoire les anomalies observées pendant une année pour induire un forçage persistant sur l'atmosphère l'année suivante. Ainsi, le stockage de chaleur dans la couche superficielle océanique de certaines régions du bassin indo-pacifique (en particulier l'océan Indien tropical) joue un rôle primordial pour expliquer les changements de signe des anomalies à l'échelle bisannuelle (figure 3.21). En ce qui concerne l'océan Indien, plusieurs études récentes ont suggéré que la persistance pendant plusieurs saisons et le changement de signe des anomalies de TSO associées à la TBO ne peuvent s'expliquer que si la dynamique océanique joue un rôle actif dans cette oscillation ; en particulier, les transferts méridiens de chaleur déjà évoqués dans le cadre du cycle annuel et la dynamique équatoriale associée au dipôle tropical de l'océan Indien (Webster et al., 2003; Meehl et al., 2002a, 2003; Loschnigg et al., 2003). Les processus de surface tels que l'évaporation et le mélange vertical sont insuffisants pour expliquer la persistance d'anomalies de TSO pendant près de 9 mois, d'une mousson d'été à la suivante. Seule la dynamique océanique ou des rétroactions océan-atmosphère positives (et persistantes) sont susceptibles d'expliquer cette extraordinaire longévité des anomalies de TSO dans le secteur indien. En effet, le temps de dissipation d'une anomalie de 1°K dans une couche mélangée de 50 mètres, dont la température est de l'ordre de 303°K, ne dépasse pas 60 jours (Webster, 2005).

Nous avons illustré dans la section 1.d que le cycle annuel de la mousson était en partie régulé par des transferts méridiens de chaleur au sein de l'océan Indien, avec des flux vers le sud pendant l'été et vers le nord pendant l'hiver. Certaines études ont suggéré que ce phénomène de régulation se

produisait aussi à l'échelle bisannuelle et participait à la persistance des anomalies de TSO pendant 9 mois (de septembre à juin) et à l'alternance d'années relativement sèches et humides dans le secteur indien (Loschnigg et Webster, 2000; Loschnigg et al., 2003; Miyama et al., 2003; Meehl et al., 2003; Chirokova et Webster, 2006). En particulier, une mousson d'été humide serait associée à un renforcement significatif du transport méridien de chaleur vers l'hémisphère Sud en raison de l'intensification du transport d'Ekman dû au renforcement de la circulation de mousson de part et d'autre de l'équateur (figure 3.22).

Figure 3.22: Représentation schématique de la régulation des TSOs de l'océan Indien à l'échelle interannuelle par les transports méridiens de chaleur au sein de l'océan. Les flèches en trait continu représentent le flux atmosphérique et les flèches en trait discontinu le transport d'Ekman associé. D'après Webster (2005).



Suite à une mousson humide, le contenu en chaleur de l'océan Indien Nord serait ainsi fortement diminué. Le phénomène inverse se produirait pendant les années sèches (figure 3.22). En d'autres termes, il existerait un rythme bisannuel du transport méridien de chaleur dans le bassin indien en relation avec la modulation de la circulation atmosphérique de surface pendant les années humides et sèches qui caractérisent chaque phase de la TBO. De cette façon, les transports méridiens contribueraient activement à refroidir (réchauffer) l'océan Indien Nord après une mousson pluvieuse (sèche) et renforceraient la persistance des TSOs à l'échelle bisannuelle. L'océan garderait ainsi en mémoire les interactions couplées se produisant pendant la première année du cycle sous la forme d'anomalies de contenu thermique dans la couche superficielle de l'océan Indien Nord. Ces anomalies de chaleur seront ensuite susceptibles d'induire des anomalies de convection, de précipitation et des interactions océan-atmosphère de signe opposé pendant l'année suivante.

Les derniers raffinements de la théorie de Meehl tentent d'intégrer les événements dipôle tropical de l'océan Indien comme un élément essentiel pour expliquer le renversement du gradient zonal de TSO dans l'océan Indien et le renforcement des anomalies dans la partie ouest du bassin pendant l'automne et l'hiver suivant la mousson indienne d'été. Dans la mesure où la variabilité associée au dipôle tropical de l'océan Indien intègre aussi une composante bisannuelle et que ces événements dipolaires se développent pendant l'été et l'automne boréal, il s'agit d'une extension logique de la théorie initiale. En particulier, Meehl et al. (2003) ont souligné l'importance de la dynamique océanique équatoriale dans l'océan Indien avant et après la mousson d'été, suggérant ainsi que cette dynamique équatoriale joue un rôle significatif dans les phases de transition de la TBO. Ainsi, les composites présentés par Meehl et al. (2003) indiquent qu'il existe une propagation d'anomalies chaudes (froides) de température au niveau de la thermocline d'ouest en est dans l'océan Indien équatorial pendant le printemps qui précède une mousson indienne d'été relativement pluvieuse (sèche) et que ces phénomènes propagatifs de subsurface jouent un rôle important dans le changement de phase de la TBO dans l'océan Indien équatorial. Cet abaissement de la thermocline qui se propage vers l'est est associé à une onde de Kelvin équatoriale générée par des anomalies de vent d'ouest dans l'ouest du bassin Indien. Ces anomalies de vent seraient associées à une augmentation de la convection au dessus de cette région où les TSOs sont relativement chaudes au printemps d'une année relativement pluvieuse (figure 3.21). Rao et al. (2002) ont aussi suggéré l'importance de tels

mécanismes océaniques pendant les phases de transition entre les événements positif et négatif du dipôle tropical de l'océan Indien. Des ondes de Kelvin associées à des coups de vent en surface ont aussi été observées au printemps précédant certains événements dipôle tropical de l'océan Indien, en particulier l'événement de 1997-1998 (Webster et al., 1999). Ces ondes équatoriales contribueraient donc significativement aux changements de phase de la TBO et du dipôle au printemps boréal, en raison des changements de profondeur de la thermocline qu'elles induisent dans l'est du bassin indien. D'une façon similaire, Meehl et al. (2003) ont montré qu'il existait des analogies importantes entre les automnes et hivers suivant les moussons sèches (humides) et ceux pendant lesquelles on observe des événements dipôle tropical positif (négatif). Dans les deux cas, on observe des ondes de Rossby se propageant d'est en ouest en subsurface, en particulier au sud de l'équateur (Webster et al., 1999; Xie et al., 2002; Meehl et al., 2003). Ces ondes contribuent fortement à l'abaissement de la thermocline dans la partie ouest du bassin et donc à un réchauffement intense et un stockage de chaleur dans ces régions dès la fin de l'été pendant les années relativement sèches et/ou caractérisées par un événement dipôle positif. Des phénomènes opposés sont à l'oeuvre lors des années humides ou après des événements dipôle négatif selon Meehl et al. (2003). Ces anomalies de stockage de chaleur dans l'ouest du bassin s'ajoutent aux anomalies résultant des transports océaniques méridiens observés pendant les moussons relativement sèches ou humides (figure 3.22) et contribuent donc à augmenter la persistance des TSO et la mémoire de l'océan qui sont fondamentales pour soutenir la TBO dans le bassin indien.

Il est aussi possible de comprendre cette relation entre la variabilité interannuelle de la mousson indienne et la variabilité dipolaire dans l'océan Indien tropical à l'automne en considérant l'effet des variations de la circulation de mousson sur la structure de l'océan Indien équatorial (Webster, 2005; Terray et al., 2005b). Outre son impact sur les transferts méridiens de chaleur, la circulation de mousson influence en effet l'intensité des upwellings le long des côtes africaine et de Sumatra. En particulier, l'affaiblissement de la circulation de mousson pendant les années sèches diminue les remontées d'eau froide le long de la côte des Somalies. A l'inverse, le renforcement des vents le long de la côte de Sumatra qui s'observe pendant ces mêmes années sèches implique une intensification de l'upwelling côtier dans l'est du bassin indien. Le renforcement de la circulation de mousson lors des années humides tend à refroidir la partie ouest du bassin et à réchauffer la partie est par des processus opposés (figure 3.21). La variabilité de la mousson est donc susceptible de moduler le gradient équatorial de TSO pendant la deuxième partie de la mousson d'été et l'automne boréal. Ces gradients d'anomalies de TSO, générés par la mousson, peuvent ensuite déclencher les instabilités couplées qui sont à l'origine des événements « dipôle tropical » pendant l'automne boréal (cf. section 3.b).

Les processus associés aux événements « dipôle tropical » de l'océan Indien ajoutent deux ingrédients importants à la théorie de Meehl. Premièrement, la dynamique océanique équatoriale gouvernant l'évolution du dipôle permet d'expliquer le renversement du gradient de TSO le long de l'équateur après les moussons relativement sèches et humides, ce qui était l'un des points faibles de la théorie initiale. Deuxièmement, la faible vitesse de propagation des ondes de Rossby qui gouvernent la fin de l'évolution des événements dipôle, ajoute une composante lente à la théorie de Meehl qui renforce la persistance des anomalies de contenu thermique dans certaines régions-clé pour la variabilité de la mousson d'été, comme la partie nord-ouest du bassin indien (Harzallah et Sadourny, 1997; Clark et al., 2000). En particulier, le réchauffement associé à l'affaiblissement progressif de la thermocline dans le nord-ouest du bassin indien pendant les phases positives du dipôle renforce les anomalies positives du contenu en chaleur résultant des processus thermodynamiques (faible évaporation et mélange vertical réduit) et des transports méridiens (faible transport d'Ekman vers le Sud) observés pendant les moussons d'été relativement sèches. La synergie entre moussons humides et événements dipôle négatif contribuent aussi à expliquer la persistance des anomalies froides de TSO qui suivent les moussons relativement pluvieuses.

Après avoir exposé les éléments de la théorie de Meehl, il est important de déterminer si les données disponibles sont compatibles avec les différents aspects de cette théorie. Une condition nécessaire à la validité de la théorie est la persistance pendant plusieurs saisons des anomalies de TSO dans le nord du bassin indien après les moussons d'été exceptionnelles. Une mousson excédentaire

(resp. déficitaire) correspond à une circulation forte (resp. faible) au dessus de l'océan Indien conduisant à une forte (resp. faible) évaporation, une augmentation (resp. diminution) des remontées d'eau froide le long de la côte africaine et du transport d'Ekman vers le sud. Ces différents processus conduisent à une anomalie négative (resp. positive) de la TSO dans le nord-ouest du bassin indien à la fin des moussons d'été excédentaires (figure 3.21). Selon la théorie, ces anomalies de TSO perdurent pendant l'automne et l'hiver suivant les moussons exceptionnelles et laissent un signal résiduel au printemps. Ceci préconditionne l'intensité de la mousson d'été suivante qui dépend en partie des anomalies de TSO sur la mer d'Arabie avant le déclenchement du phénomène selon la théorie (figure 3.21).

La figure 3.23 présente les corrélations décalées entre les pluies de mousson indienne et les anomalies bimensuelles de TSO dans les océans Indien et Pacifique calculées sur la période 1948-2001 et pour une fenêtre d'un an commençant en février-mars après la fin de la mousson et se finissant en décembre-janvier après la mousson d'été de l'année suivante (année +1). Rappelons que les corrélations décalées entre les pluies de mousson indienne et les anomalies bimensuelles de TSO dans les océans Indien et Pacifique pendant l'année 0 ont déjà été présentées dans la figure 3.2.

Les figures 3.2 et 3.23 illustrent d'abord l'extraordinaire persistance des anomalies de TSO dans la partie nord de l'océan Indien après la mousson d'été puisque l'ensemble de la mer d'Arabie et du golfe du Bengale sont couverts par des anomalies négatives significatives de TSO d'août-septembre de l'année 0 jusqu'à août-septembre de l'année +1. Ces analyses confirment par ailleurs le lien étroit entre la mousson indienne et l'ENSO, mais aussi l'existence d'un rythme bisannuel sur les TSOs de l'océan Pacifique avec le développement d'un événement La Niña (El Niño) associé à une mousson excédentaire (déficitaire) pendant l'année 0 et les prémices d'un événement de signe opposé pendant l'année +1. Ces résultats sont donc compatibles avec les idées de Meehl qui suggèrent que la TBO intègre non seulement la mousson indienne, mais aussi l'ENSO. Ceci étant dit, certains des résultats de ces analyses sont aussi incompatibles avec cette théorie. En particulier, l'existence d'une relation étroite entre la variabilité interannuelle de la mousson indienne d'été et la variabilité de type dipôle tropical de l'océan Indien pendant l'automne boréal n'est pas très probante, tout au moins sur la période considérée. Un autre élément incompatible avec la théorie est que les corrélations entre les anomalies de TSO dans la mer d'Arabie et le golfe du Bengale avec les pluies de mousson sont faibles et peu significatives de février-mars à juin-juillet de l'année 0.

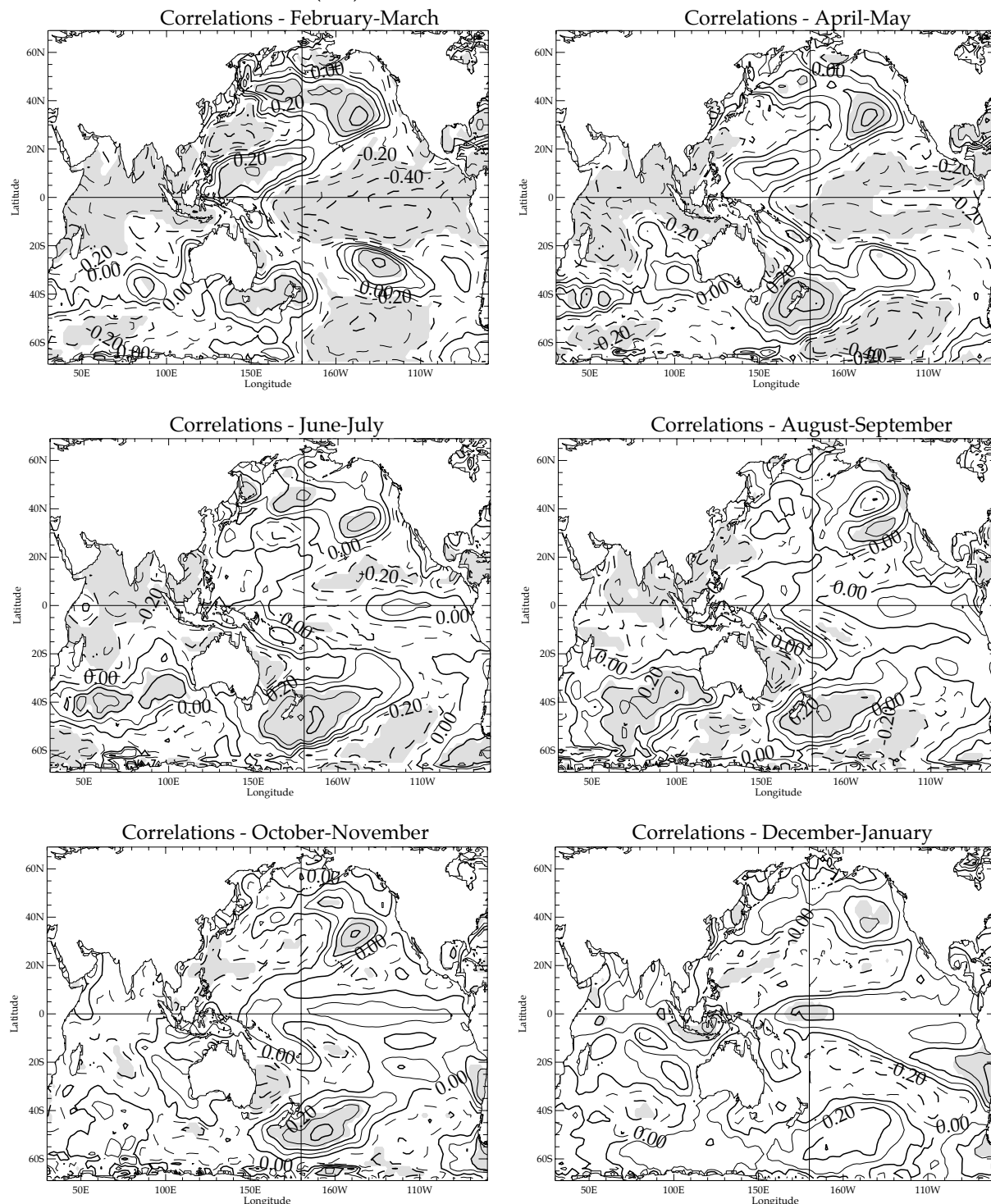
Des analyses similaires menées sur les réanalyses océaniques SODA (Carton et al., 2000) confirment de plus qu'il n'y a pas d'anomalies positives du contenu en chaleur dans les couches de surface du nord de l'océan Indien avant le démarrage des moussons d'été excédentaires (figure 3.24). De plus, ces moussons exceptionnelles se sont pas associées à des anomalies négatives significatives du contenu thermique dans le nord du bassin indien l'année suivante (année +1). Ces résultats contredisent l'hypothèse du rôle moteur des transports océaniques comme régulateur de la variabilité interannuelle de la mousson mis en avant par Webster et ses collaborateurs (Webster, 2005). Ces résultats sont robustes et se retrouvent si on utilise les réanalyses océaniques du BMRC (Smith, 1995) à la place des données SODA dans le calcul des corrélations.

Enfin, l'autocorrélation de l'indice des pluies de mousson estivale d'une année sur l'autre est certes négative (-0,11 sur la période 1871-2001), mais elle reste très faible et non significative quelle que soit la période considérée. Ceci est, en particulier, vrai pour la période récente (1979-2001) pendant laquelle cette autocorrélation s'abaisse à -0,08 !

Compte tenu de ces résultats, il est difficile d'avancer l'hypothèse d'une alternance régulière entre des moussons relativement sèches et humides conformément à la théorie de la TBO développée ci-dessus. Une étude récente de Fasullo (2004) arrive à la même conclusion et suggère que des études supplémentaires doivent être entreprises pour mieux appréhender les relations entre la mousson indienne et le rythme bisannuel tropical.

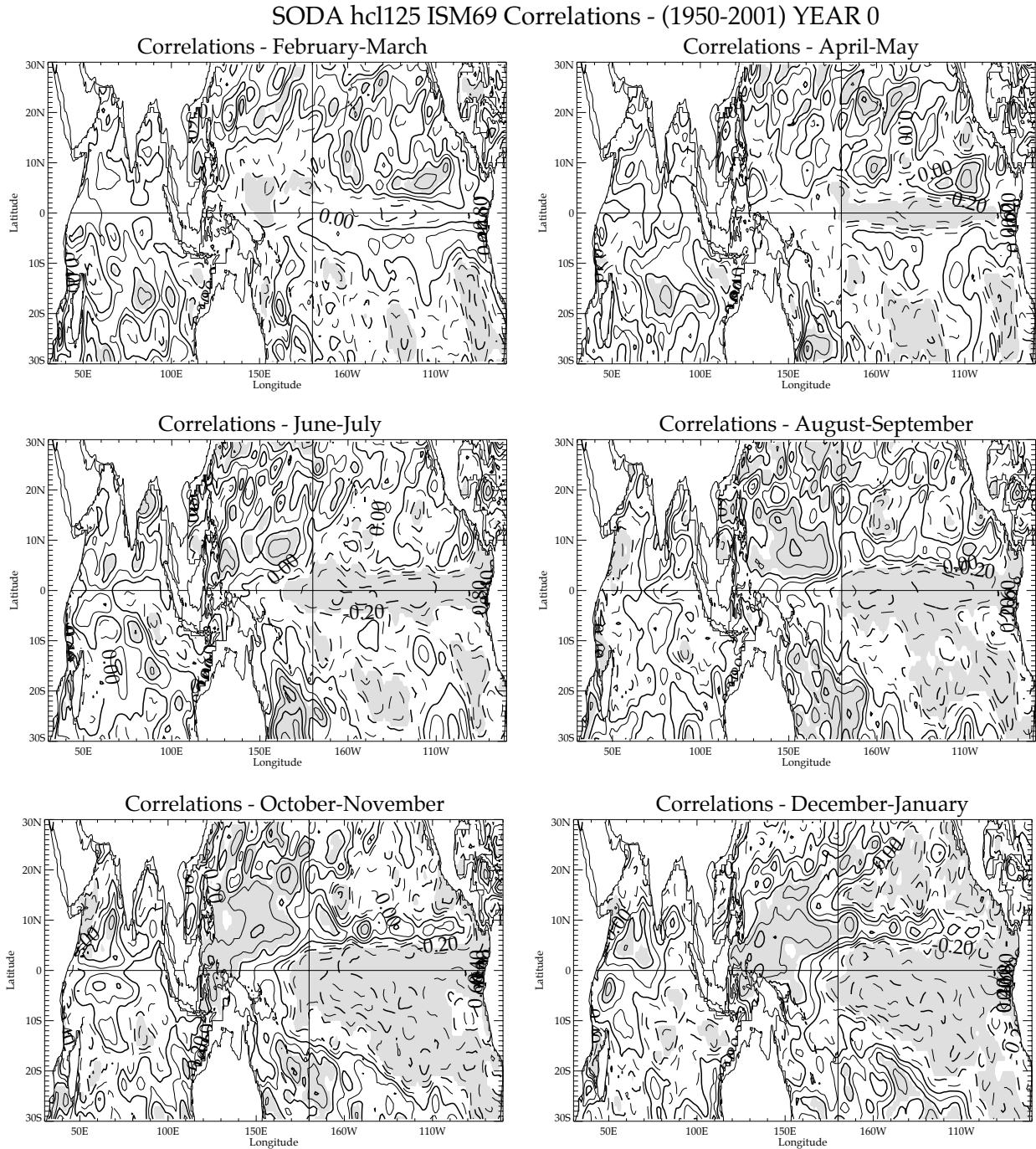
Figure 3.23: Corrélations décalées entre les pluies de mousson indienne d'été [indice IMR de Parthasarathy et al. (1995)] et les anomalies bimensuelles de TSO dans les océans Indien et Pacifique calculées sur la période 1948-2001 et pour une fenêtre d'un an commençant en février-mars de l'année suivant la mousson et se finissant en décembre-janvier après la mousson d'été de l'année suivante (année +1). Dans la mesure où les champs de TSO sont non-stationnaires (cf. chapitre II), les séries de TSO de 1871 à 2004 (en chaque point de grille) ont d'abord été filtrées avec la procédure STL déjà utilisée dans la section 2.b et les termes résiduels de la décomposition STL de chaque série de TSO ont été utilisés pour calculer les corrélations sur la période 1948-2001. De cette façon, les tendances à long terme des champs de TSO ne sont pas susceptibles de masquer le signal interannuel associé à la mousson indienne d'été. Les zones grisées correspondent aux corrélations qui sont significatives à un seuil de confiance de 90% selon un test de type "bootstrap" qui tient compte de l'autocorrélation temporelle des différentes séries.

Corrélations IMR (6-9) detrended SST - ERSSTv2 dataset 1948-2001 - Year +1



intervalle : 0.1

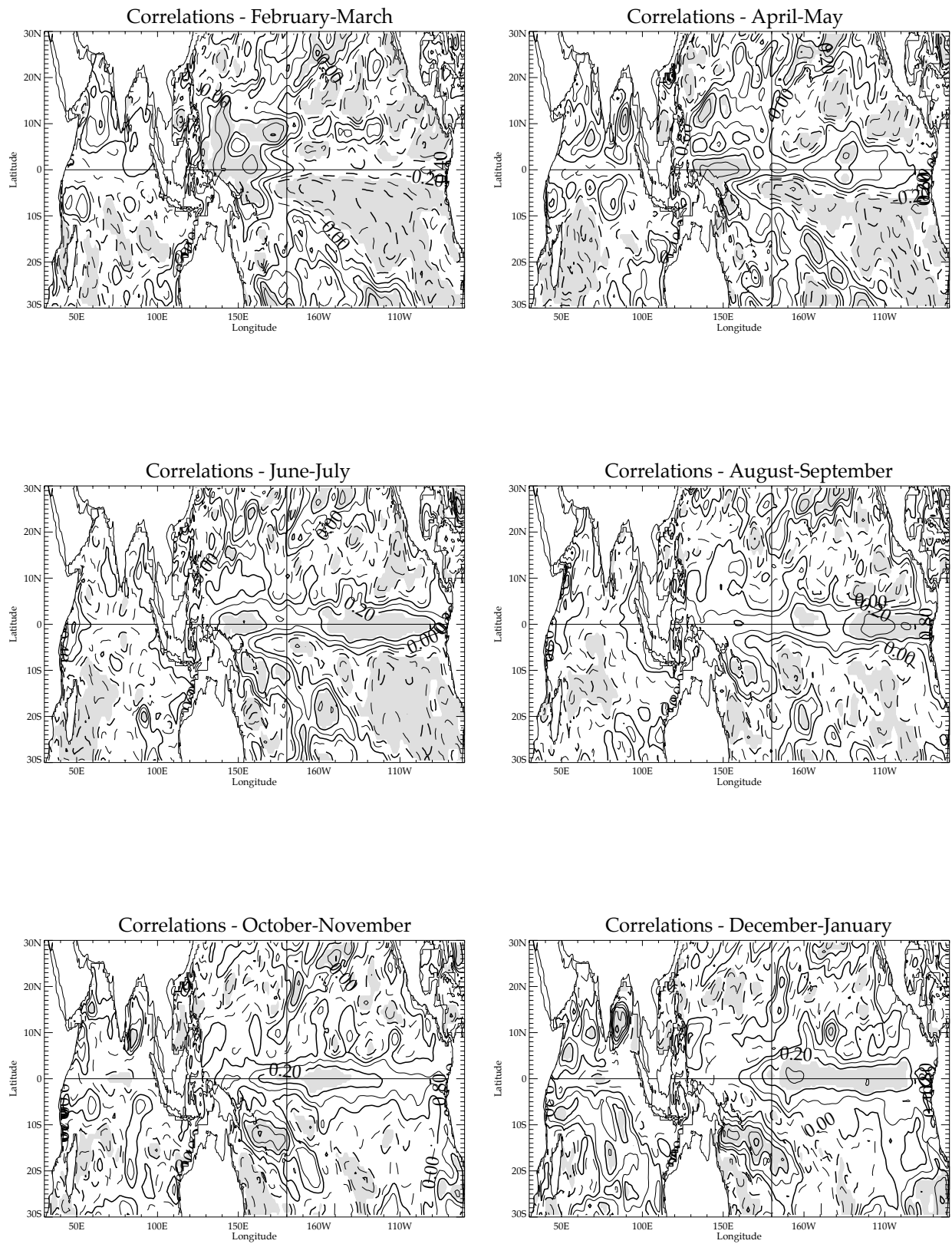
Figure 3.24: Correlations décalées entre un indice pluviométrique de la mousson indienne d'été [indice IMR de Parthasarathy et al. (1995)] et le contenu thermique de l'océan dans les 125 premiers mètres, calculées sur la période 1950-2001. Les corrélations sont calculées sur une fenêtre glissante commençant en février-mars avant la mousson et se terminant en décembre-janvier de l'année suivante (année +1). Les zones grisées correspondent aux corrélations qui sont significatives à un seuil de confiance de 90% selon un test de type "bootstrap" qui tient compte de l'autocorrélation temporelle des différentes séries.



Intervalle : 0.1

Figure 3.24 (suite)

SODA hcl125 ISM69 Correlations - (1949-2000) YEAR +1



Intervalle : 0.1

Pour tenter de résoudre ces contradictions, il est à nouveau intéressant de reconsidérer l’océan Indien dans son ensemble, y compris sa partie subtropicale sud, comme nous l’avons fait dans les sections précédentes. Le rôle éventuel de l’océan Indien Sud dans la TBO peut être illustré simplement par les corrélations décalées entre les TSOs dans le SEOI (71-121°E, 10-30°S ; cf. figure 3.4) en février-mars et les champs de TSO, de la pression au niveau de la mer (SLP) et de contenu en chaleur dans les 125 premiers mètres de l’océan superficiel observés pendant les douze mois précédant et suivant cette saison. Les calculs ont été effectués séparément pour les périodes avant et après le saut climatique de 1976-1977 étant donné l’importance de ce saut climatique pour les relations mousson-ENSO-océan Indien.

Les corrélations calculées sur la période postérieure au changement de régime climatique de 1976-77 sont présentées sur les figures 3.25, 3.26 et 3.27.

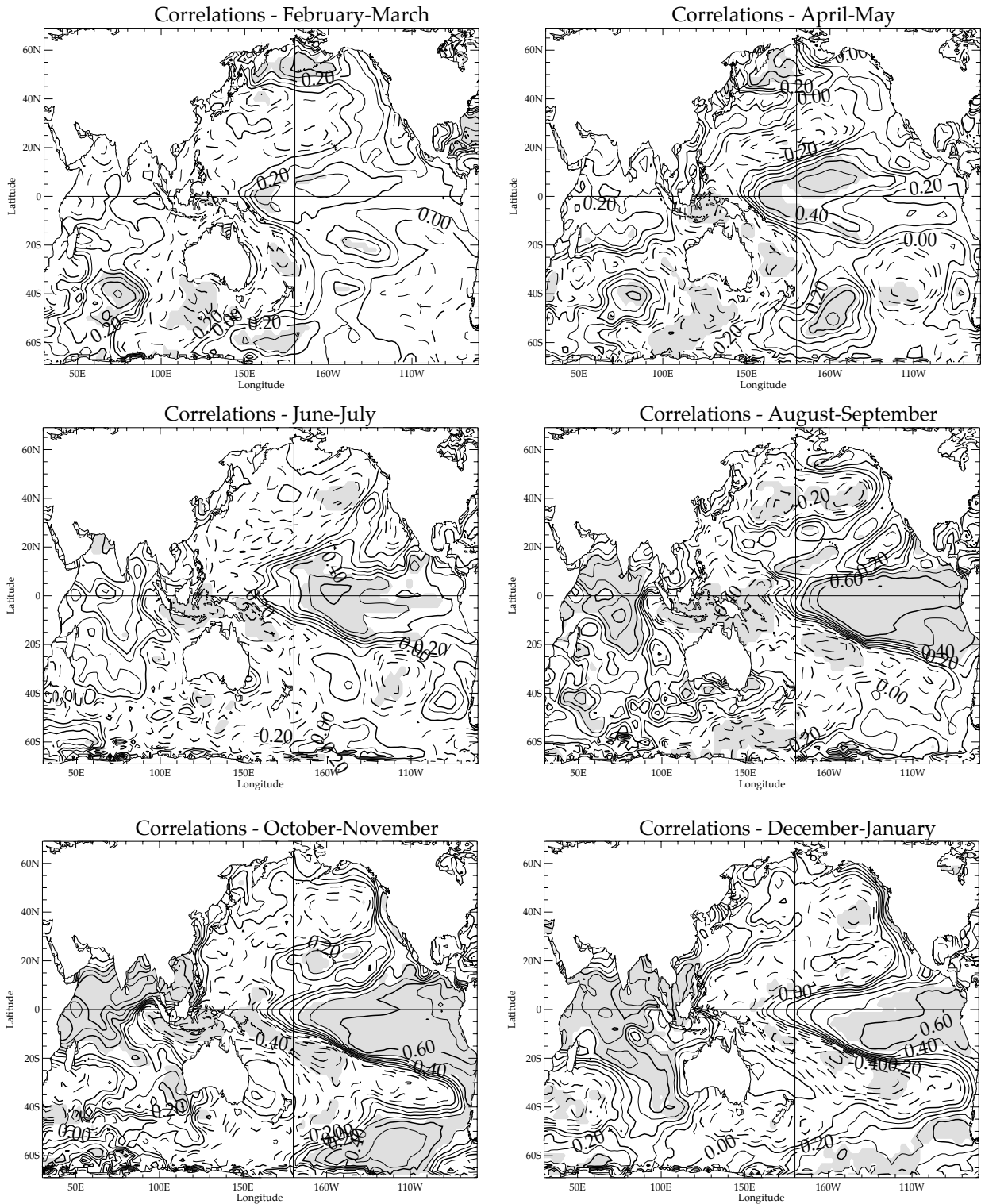
Ces figures suggèrent le rôle pivot que joue l’océan Indien (Sud) dans le changement de phase de la TBO puisque l’occurrence d’un événement dipôle subtropical dans l’océan Indien Sud en février-mars est associée à une évolution cohérente et significative des anomalies de TSO, de SLP et du contenu en chaleur au cours des douze mois précédents mais aussi pendant l’année qui suit. De plus, l’évolution observée pendant l’année -1 est le miroir de celle observée pendant l’année 0 avec un signe opposé. On peut observer qu’un événement dipolaire négatif dans l’océan Indien Sud (anomalies négatives de TSO au sud de Madagascar et positives dans le SEOI) en février-mars est précédé, pendant l’année -1 , par un événement El Niño dans le Pacifique, une fin de mousson indienne d’été relativement sèche (ceci est suggéré par la diminution du gradient de pression interhémisphérique dans le secteur indien en août-septembre de l’année -1 sur la figure 3.26) et par un événement dipôle tropical positif de l’océan Indien à l’automne boréal (figures 3.25 et 3.27). A l’inverse, un événement dipolaire négatif dans l’océan Indien Sud en février-mars est un excellent précurseur de différents éléments-clé du climat tropical pendant l’année 0 , puisqu’on peut noter une évolution des champs de TSO, de SLP et de contenu thermique pendant cette année qui est consistante avec le développement d’un événement La Niña dans le Pacifique, d’un événement dipôle tropical négatif dans l’océan Indien et d’une deuxième partie de la mousson indienne relativement humide (figures 3.25, 3.26 et 3.27; Terray et al., 2003, 2005b, 2006; Terray et Dominiak, 2005). Autrement dit, ces figures confirment que la variabilité des TSOs de l’océan Indien (Sud) à la fin de l’hiver boréal donne des indications précieuses sur l’évolution du système couplé indo-pacifique plusieurs mois à l’avance et n’est pas concernée par le phénomène de la barrière de prévisibilité qui affecte les différents indices ENSO au printemps boréal (Yu et al., 2003).

Pour mieux appréhender ce rôle pivot de l’océan Indien Sud dans la TBO, il est maintenant important de mieux comprendre la genèse du dipôle subtropical au début de l’année 0 (février-mars).

On peut observer, en premier lieu, que l’affaiblissement de l’anticyclone des Mascareignes en février-mars de l’année 0 (figure 3.26) ne fait que renforcer des anomalies chaudes de TSO qui sont déjà présentes dans la partie sud-est du bassin indien en octobre-janvier de l’année -1 , en raison du développement d’un événement El Niño dans le Pacifique (figures 3.25 et 3.27). Le réchauffement global de l’océan Indien qui se produit lors de la phase mature des événements El Niño a été illustré de nombreuses fois dans la littérature et est relativement bien expliqué par la théorie du pont atmosphérique (Klein et al., 1999 ; Alexander et al., 2002). L’altération du chauffage diabatique au-dessus du continent maritime observée pendant les événements El Niño (résultant de la translation vers l’est de la zone convective) excite des ondes de Rossby et favorise l’apparition d’anomalies positives de pression de part et d’autre de l’équateur, à l’ouest de l’anomalie de convection (figure 3.26 ; cf. Chapitre II; Lau et Nath, 2000, 2003). En particulier, ces anomalies de subsidence inhibent la convection dans le sud-est de l’océan Indien, ce qui contribue à réduire la nébulosité, les précipitations, mais aussi l’évaporation en raison de la diminution de la vitesse du vent de surface résultant des anomalies anticycloniques du vent dans cette région. Ces trois facteurs conduisant in fine à un réchauffement progressif de la TSO dans le SEOI à la fin de l’année -1 (figure 3.25).

Figure 3.25: Correlations décalées entre la série des TSOs dans le SEOI en février-mars (SEOI :71-121°E, 10-30°S) et les TSOs des régions indo-pacifiques, calculées sur la période 1978-2001. Les corrélations sont calculées sur une fenêtre glissante commençant en février-mars de l'année précédente (année -1) et se terminant en décembre-janvier de l'année courante (année 0). Les corrélations positives (négatives) sont en trait continu (discontinu). Les zones grisées correspondent aux corrélations qui sont significatives à un seuil de confiance de 90% selon un test de type "bootstrap" qui tient compte de l'autocorrélation temporelle des différentes séries. Les données ERSSTv2 (Smith et Reynolds, 2004a) sont utilisées dans les calculs.

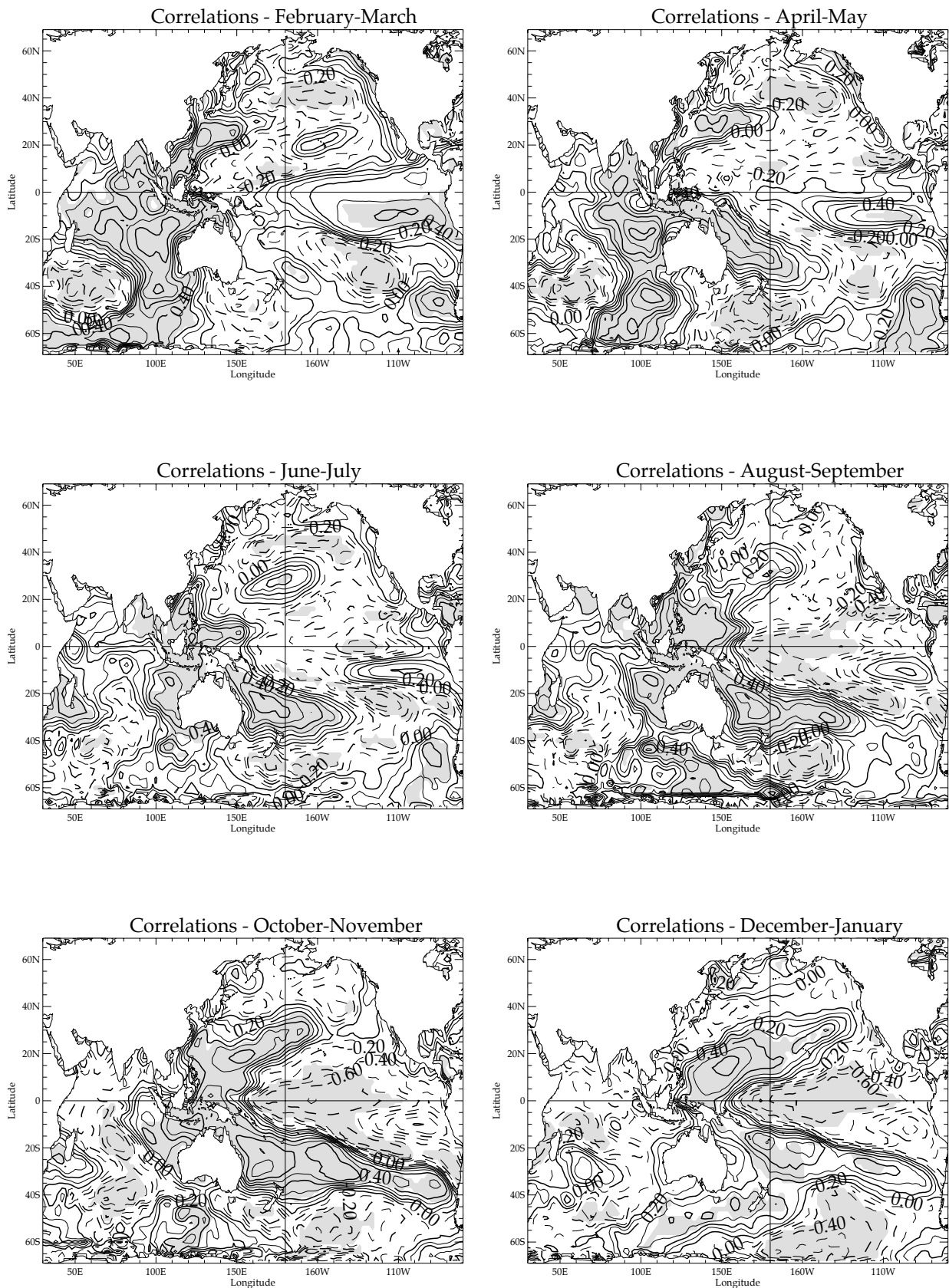
Correlations detrended SEIO (2-3) detrended SST - ERSSTv2 dataset 1979-2001 - Year -1



Intervalle : 0.1

Figure 3.25 (suite)

Correlations detrended SEIO (2-3) detrended SST - ERSSTv2 dataset 1979-2001 - Year 0



Intervalle : 0.1

Figure 3.26: Correlations décalées entre la série des TSOs dans le SEOI en février-mars (SEOI :71-121°E, 10-30°S) et les SLP des régions indo-pacifiques, calculées sur la période 1978-2001. Les corrélations sont calculées sur une fenêtre glissante commençant en février-mars de l'année précédente (année -1) et se terminant en décembre-janvier de l'année courante (année 0). Les corrélations positives (négatives) sont en trait continu (discontinu). Les zones grisées correspondent aux corrélations qui sont significatives à un seuil de confiance de 90% selon un test de type "bootstrap" qui tient compte de l'autocorrélation temporelle des différentes séries. Les données ERSLP (Smith et Reynolds, 2004b) sont utilisées dans les calculs.

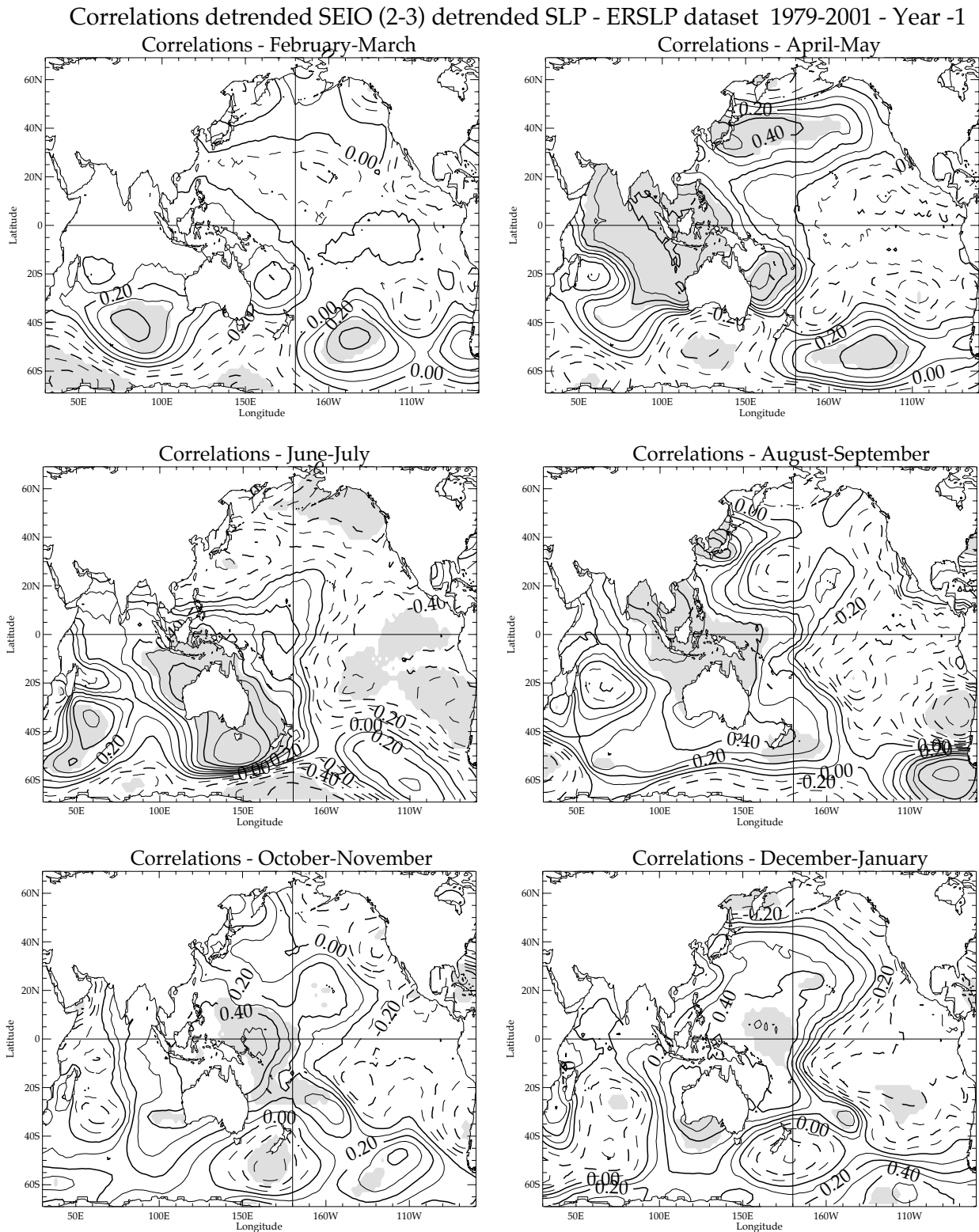
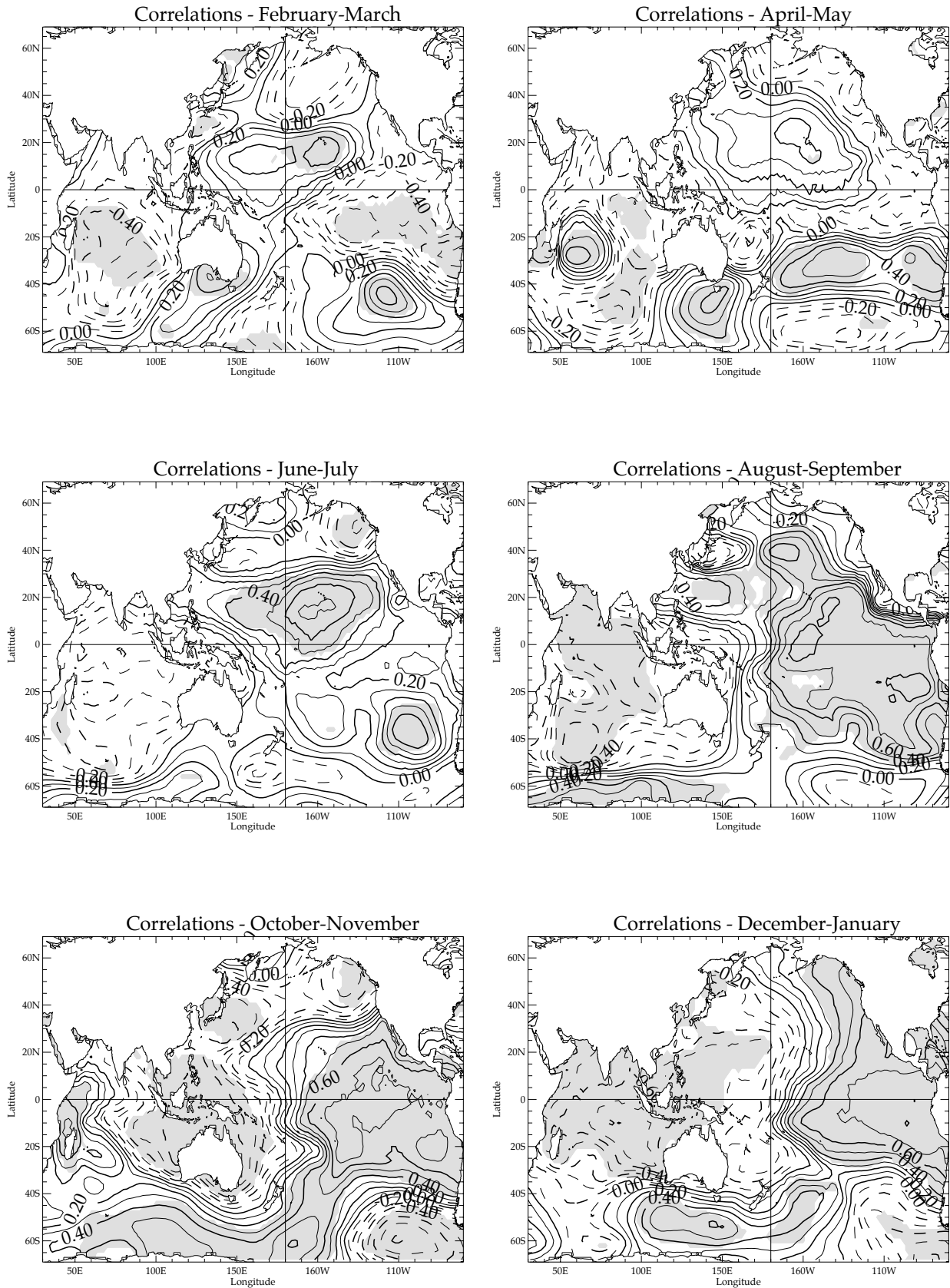


Figure 3.26 (suite)

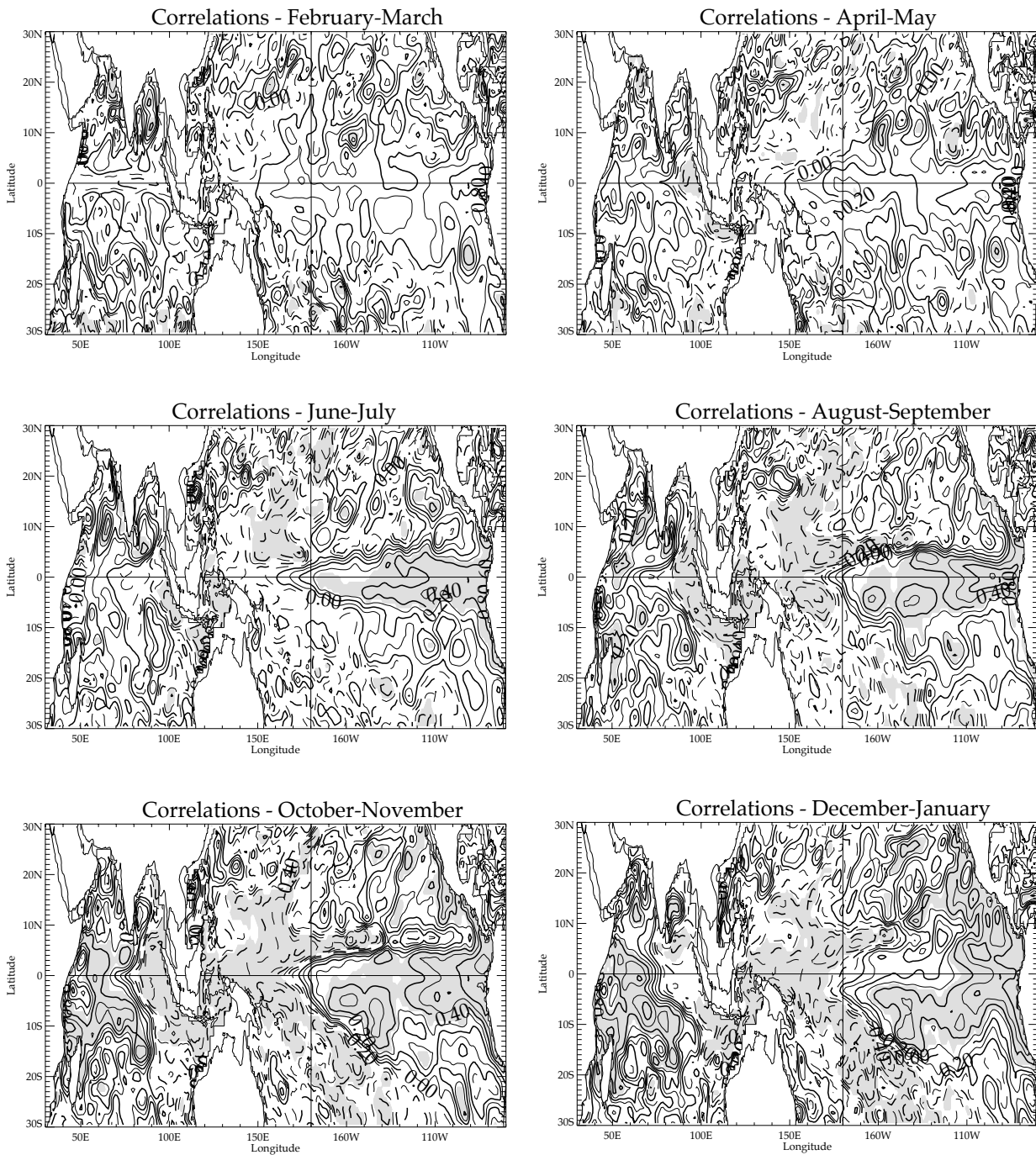
Correlations detrended SEIO (2-3) detrended SLP - ERSLP dataset 1979-2001 - Year 0



Intervalle : 0.1

Figure 3.27: Correlations décalées entre la série des TSOs dans le SEOI en février-mars (SEOI :71-121°E, 10-30°S) et le contenu thermique de l’océan dans les 125 premiers mètres, calculées sur la période 1978-2001. Les corrélations sont calculées sur une fenêtre glissante commençant en février-mars de l’année précédente (année -1) et se terminant en décembre-janvier de l’année courante (année 0). Les corrélations positives (négatives) sont en trait continu (discontinu). Les zones grisées correspondent aux corrélations qui sont significatives à un seuil de confiance de 90% selon un test de type “bootstrap” qui tient compte de l’autocorrélation temporelle des différentes séries. Les données SODA (Carton et al. , 2000) sont utilisées dans les calculs.

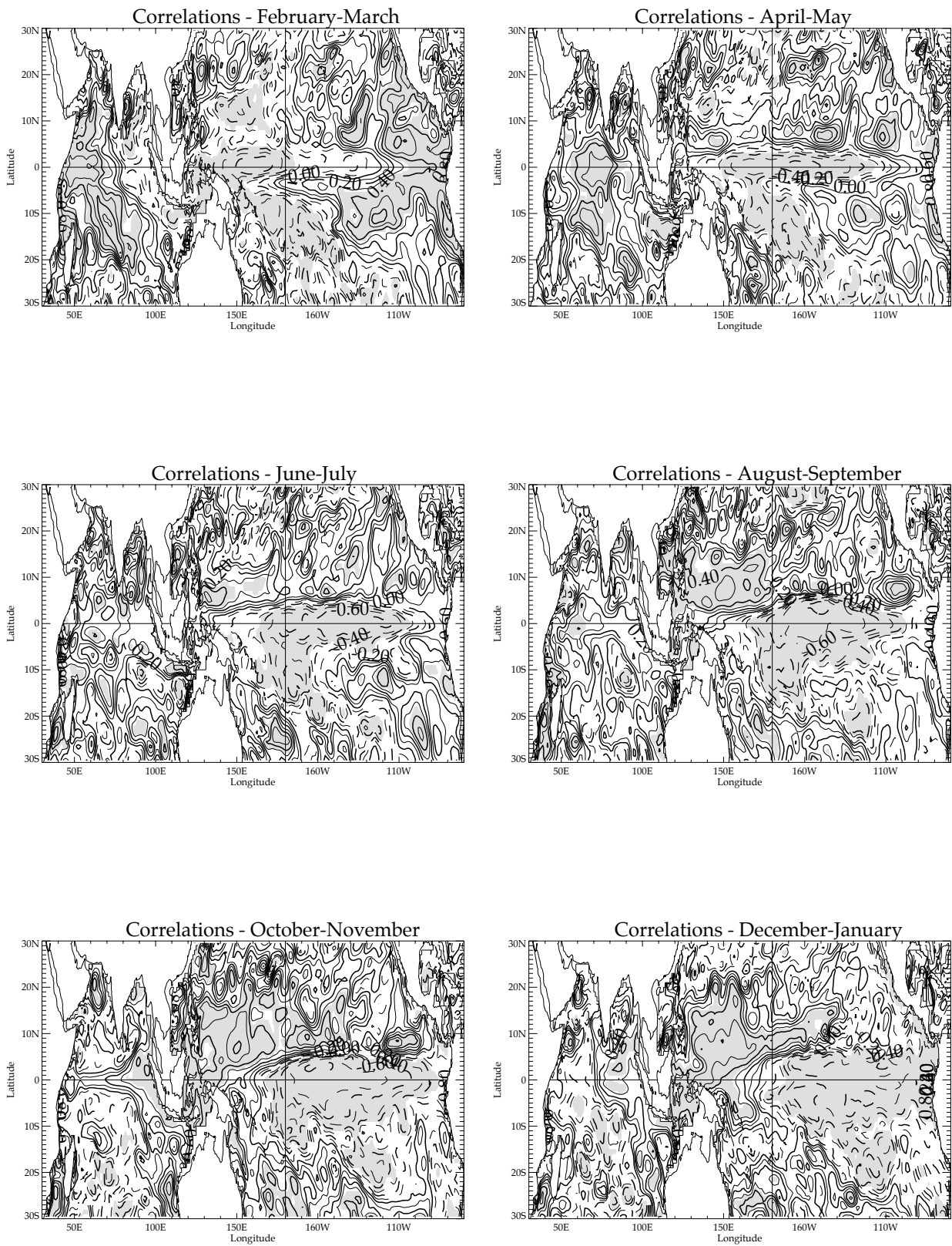
SODA hc125 SEIO (2-3) Correlations - (1977-2001) YEAR -1



Intervalle : 0.1

Figure 3.27 (suite)

SODA hcl125 SEIO (2-3) Correlations - (1977-2001) YEAR 0



Intervalle : 0.1

Un autre élément-clé contribuant à moduler l'activité convective dans l'océan Indien Sud, à la fin de l'année -1 , est l'occurrence d'un événement dipôle tropical positif de l'océan Indien. Un événement dipôle tropical positif conduit en effet à une accumulation de chaleur et à un réchauffement de l'océan superficiel dans la partie sud-ouest du bassin indien pendant l'hiver suivant la phase mature de l'événement (figure 3.27; Xie et al., 2002; Gualdi et al., 2003b; Webster, 2005). Les phénomènes inverses s'observent dans la partie est en raison de l'ajustement de la thermocline dans l'ensemble du bassin (figure 3.27). Cette modulation du gradient zonal de contenu en chaleur, au sud de l'équateur, favorise la convection dans le sud-ouest de l'océan Indien au détriment des régions océaniques voisines de l'Australie et du continent maritime (figure 3.26). Ces anomalies de la circulation régionale (associées à la phase terminale du dipôle tropical de l'océan Indien) renforcent donc les anomalies de subsidence dans l'est du bassin indien résultant de la téléconnection avec l'ENSO. Cette modulation significative de la localisation de la ZCIT pendant l'hiver boréal contribue ainsi à réchauffer (refroidir) la TSO dans le sud-est (sud-ouest) du bassin à la fin de l'année -1 et en février-mars de l'année 0. Enfin, cette modulation de la ZCIT indienne joue également un rôle notable dans l'apparition d'anomalies de vents d'ouest équatoriaux sur le bord ouest de l'océan Indien à la fin de l'année -1 (Gualdi et al., 2003b). Ces anomalies de vent sont ensuite susceptibles de générer des ondes de Kelvin qui vont propager vers l'est l'enfoncement de la thermocline équatoriale et qui semblent responsables de la destruction du gradient zonal de contenu de chaleur dans l'océan Indien équatorial au printemps boréal de l'année 0 (voir figure 3.27).

Les anomalies de TSO mises en place dans l'océan Indien Sud à la fin de l'année -1 intègrent donc des influences multiples: ENSO, dipôle tropical, pulsations de l'anticyclone des Mascareignes (résultant des interactions entre circulation tropicale et extra-tropicale qui sont importantes en raison de l'ouverture vers le sud du bassin indien ; cf. Fauchereau et al., 2003).

Au cours de l'année 0, la caractéristique essentielle de ces anomalies de TSO dans le sud-est de l'océan Indien est leur extrême persistance. Les observations, comme les tests de sensibilité détaillés dans la section 3.b, suggèrent que cette persistance résulte des couplages océan-atmosphère dans l'océan Indien Est pendant le printemps et l'été boréal (Fischer et al., 2005; Terray et al., 2005b, 2006; Terray et Dominiak, 2005).

Les anomalies de TSO dans le Pacifique Est sont affectées par le phénomène de la barrière de prévisibilité qui accompagne le passage d'un état El Niño à un état La Niña, ou vice versa, au cours du printemps boréal (figure 3.13). Paradoxalement, les anomalies de TSO dans le SEOI, bien qu'influencées par la phase de l'ENSO à la fin de l'année -1 , ne sont en aucune manière affectées par cette barrière de prévisibilité, si bien que ces anomalies perdurent jusqu'à la fin de la mousson indienne de l'année 0 dans les régions localisées entre l'Australie et les îles de Java et Sumatra (figure 3.25). Ceci permet alors de comprendre pourquoi ces anomalies peuvent jouer un rôle fondamental dans les changements de phase de la TBO, en induisant un forçage persistant sur le climat de l'ensemble des régions indo-pacifiques. Dans ces conditions, il n'est plus nécessaire d'invoquer les transferts méridiens de chaleur au sein de l'océan, ni la persistance des anomalies de TSO dans le nord du bassin indien pour expliquer les changements de signe des anomalies dans le cadre de la TBO.

Il est absolument fondamental que les modèles couplés soient capables de reproduire les relations statistiques que nous venons de décrire si l'on souhaite améliorer les prévisions saisonnières dans les régions indo-pacifiques et mieux comprendre l'origine de la TBO.

CHAPITRE IV

Conclusions et perspectives

4.a Introduction

Les travaux présentés dans ce document illustrent comment, par une approche combinant intimement observations, simulations forcées/couplées, tests de sensibilité et des collaborations scientifiques multiples (IPSL, Météo-France, CERFACS, etc.), je me suis attaché à mieux comprendre l'importance fondamentale et grandissante de l'océan Indien pour la prévisibilité du système mousson-ENSO à l'échelle interannuelle, en tenant compte des phénomènes d'interactions entre les échelles saisonnière, saisonnière, décennale et à long terme du climat dans les régions indo-pacifiques.

Les observations permettent de dégager les processus potentiellement mis en jeu. Les simulations forcées et couplées offrent une vision plus détaillée en espace et temps que les données ne peuvent le plus souvent offrir. Par ailleurs, la comparaison des simulations forcées et couplées permettent de mieux comprendre l'importance des couplages océan-atmosphère et le rôle des rétroactions positives ou négatives du système climatique pour la bonne simulation d'un phénomène comme la mousson indienne. Enfin, les expériences de perturbation et les tests de sensibilité sont le cadre nécessaire à l'évaluation des impacts réels des mécanismes potentiels suggérés par les études d'observations, ainsi qu'à l'identification des sensibilités du système climatique. Les expériences de ce type réalisées dans le programme national VIMA ont ainsi permis d'une part d'illustrer le rôle essentiel des rétroactions océan-atmosphère positives (dans le cadre du cycle annuel) et d'autre part de mieux comprendre l'importance fondamentale de l'océan Indien Sud pour la prévisibilité de la mousson indienne et des événements dipôles de l'océan Indien tropical. Ces expériences, essentiellement en mode couplé, ont consisté à modifier le couplage océan-atmosphère dans certains bassins océaniques (Fischer et al., 2005) ou encore à imposer des anomalies de contenu en chaleur dans la couche mélangée de la composante océanique d'un modèle couplé et dans certains secteurs-clé pour la variabilité de la mousson indienne (cf. Chapitre III, Terray et al., 2006).

Les études que je me propose d'entreprendre dans les années à venir sont dans la suite logique des recherches exposées dans ce document et utiliseront aussi cette stratégie « interactive » qui a fait les preuves de son efficacité. Elles se déclinent en plusieurs volets distincts, mais complémentaires, qui doivent permettre à terme d'améliorer les prévisions saisonnières de la mousson indienne:

- étude des interactions entre les échelles intrasaisonnière et interannuelle;
- étude du rôle des surfaces continentales et de la végétation;
- étude des interactions entre stratosphère et troposphère dans le fuseau indien;
- amélioration des prévisions saisonnières "opérationnelles" de la mousson.

Ces aspects de la variabilité de la mousson restent encore insuffisamment compris et méritent des approfondissements dans la perspective d'une prévision à longue échéance des pluies saisonnières en Inde. J'ai déjà commencé à travailler sur certains d'entre eux au sein de certains projets nationaux et internationaux (ANR DIVA, ANR STT-CLIM, ESCRIME, ENSEMBLES, etc.) et je compte poursuivre cet effort dans le futur.

"Last but not least", un autre point fort de mon activité antérieure a été le développement d'outils statistiques facilitant l'analyse des grands fichiers de données (cf. les logiciels STATPACK et NCSTAT présentés en annexe de ce document). Ces outils ont permis des échanges très fructueux avec les modélisateurs et un enrichissement mutuel par le passé. Je souhaite aussi prolonger cet effort et faciliter le transfert des connaissances sur les méthodes statistiques et l'analyse des signaux climatiques dans la communauté "climat" française.

Plus, précisément, je souhaite étendre aux différents laboratoires intéressés par la variabilité climatique, le réseau informel qui s'est organisé autour des logiciels STATPACK et NCSTAT, au sein du programme national VIMA, pendant ces quatre dernières années et formaliser ce réseau dans la communauté « climat » française. Dans ce contexte, un autre de mes objectifs futurs est de faire

reconnaître l'utilité nationale de ces logiciels (par exemple en obtenant le label d'«outil d'intérêt national » par l'Institut National des Sciences de l'Univers pour ces codes) et d'obtenir ainsi un soutien explicite en temps ingénieur pour le développement et le maintien des logiciels STATPACK et NCSTAT, ce qui permettra de mettre ces codes en accès libre pour l'ensemble de la communauté « climat » française.

4.b Etude des interactions entre les échelles intrasaisonnière et interannuelle

Les phases actives et inactives de la mousson à l'échelle intrasaisonnière peuvent être interprétées comme la manifestation de la propagation (récurrente) vers le nord de la ZCIT, de sa localisation équatoriale vers le thalweg de mousson le long de la plaine du Gange (Sikka et Gadgil, 1980; Yasunari, 1979). Les observations satellitaires révèlent que ces translations de la ZCIT sont structurées par des oscillations avec des périodes caractéristiques de l'ordre de 10-20 et 30-60 jours. L'amplitude de ces oscillations intrasaisonnières sur les champs de précipitation et de TSO est de deux à quatre fois plus importante que celle du signal interannuel dans le secteur indien au nord de l'équateur (Sengupta et al., 2001). De plus, les modes d'organisation spatiale des variabilités intrasaisonnière et interannuelle sont similaires (Ferranti et al., 1997; Krishnamurty et Shukla, 2000). Les oscillations intrasaisonnières sont donc une composante majeure de la variabilité de la mousson d'une année sur l'autre (Goswami, 1998, 2005b). Enfin, cette forte variabilité intrasaisonnière contribue significativement à la variabilité « interne », imprévisible, de la mousson et limite sa prévisibilité saisonnière (AjayaMohan et Goswami, 2003).

Il est donc crucial de mieux comprendre l'origine de la variabilité interannuelle des oscillations intrasaisonnières (Molteni et al., 2003). En particulier, le rôle des TSOs de l'océan Indien et des interactions océan-atmosphère dans la structure spatiale et la propagation vers le nord de ces oscillations intrasaisonnières pendant la période estivale doit être approfondi (Krishnan et al., 2003).

L'étude de ces interactions entre échelles intrasaisonnière et interannuelle est donc un point fondamental pour améliorer notre compréhension de la variabilité de la mousson, mais cette étude ne pourra être abordée que par des collaborations multiples au sein de l'équipe DYCOS du LOCEAN/IPSL (J. Vialard, S. Masson, M. Lengaigne, E. Guilyardi, ...), mais aussi avec des chercheurs étrangers, et notamment indiens, qui sont spécialistes de la variabilité intrasaisonnière (R. Krishnan, B.N. Goswami, T. Li, etc.). Certains chercheurs du groupe DYCOS (J. Vialard, S. Masson, etc.) auquel j'appartiens s'intéressent à ces questions sous un angle très complémentaire du mien. Ces questions relatives aux interactions d'échelle dans l'océan Indien bénéficieront de leur expertise.

4.c Etude du rôle des surfaces continentales et de la végétation

Jusqu'à présent, les interactions océan-atmosphère ont été mises en avant comme premières responsables de la variabilité de la mousson asiatique aux échelles de temps interannuelle et intrasaisonnière. Pourtant, de nombreuses études numériques ont démontré le rôle très important que jouent les surfaces continentales, notamment la végétation et la distribution des écosystèmes, sur le climat et les changements climatiques dans les régions de mousson (Shinoda et Uyeda, 2002; Xue et al., 2004). Ceci se comprend aisément car les processus continentaux peuvent moduler le gradient thermique terre-océan dans le fuseau indien et donc influencer sur le cycle saisonnier, mais aussi la variabilité de la mousson indienne.

De plus, l'identification des interactions entre les rétroactions océan-atmosphère, continent-atmosphère et végétation-atmosphère est aussi une question essentielle et très peu étudiée dans la littérature. Un autre objectif important est donc d'initier un effort d'exploration systématique du rôle des surfaces continentales (manteau neigeux, végétation, distribution des écosystèmes, etc.) sur la variabilité de la mousson indienne.

Les liens possibles qui existent entre l'enneigement hivernal et printanier du continent eurasiatique et la mousson indienne de l'été suivant est une question non résolue. L'hypothèse que les anomalies de

printemps du manteau neigeux et de l'humidité des sols sur le continent eurasiatique pourraient avoir un impact significatif sur la mousson indienne a été émise (Vernekar et al., 1995). Quoiqu'il en soit, la manière dont ces anomalies du manteau neigeux sont transmises à la mousson estivale reste mystérieuse. Ce problème pourra être étudié à partir des données hebdomadaires de couverture neigeuse et par des tests de sensibilité dédiés réalisés avec le modèle couplé de Météo-France (collaboration avec Hervé Douville du CNRM).

Le rôle de la végétation sera étudié par l'intermédiaire de collaborations nationales (ANR DIVA de Nathalie de Noblet-Ducoudré qui a débuté en 2006). Dans le cadre de l'ANR DIVA, plusieurs simulations sont en cours de réalisation en utilisant deux modèles climatiques différents (CCM3 développé au NCAR, et le modèle couplé de l'IPSL). Pour chaque modèle, deux expériences jumelles vont être réalisées, la distribution des écosystèmes étant prescrite dans la première expérience et calculée dans la seconde par deux des modèles dynamiques de végétation les plus récents (IBIS pour le modèle du NCAR et ORCHIDEE pour le modèle de l'IPSL). La distribution des surfaces fortement anthropisées, les TSOs et la distribution de la banquise observées au cours du 20^{ème} siècle seront prescrites dans chaque simulation à partir d'observations. La comparaison des expériences jumelles pour chaque modèle permettra d'appréhender le rôle de la végétation dans la variabilité de la mousson indienne. La comparaison de la réponse propre à chaque modèle permettra de déterminer la robustesse des conclusions obtenues. Des simulations en mode couplé seront également conduites avec le modèle de l'IPSL.

Ces questions relatives à la végétation pourront aussi être abordées par des collaborations avec le groupe du professeur T. Yasunari avec qui j'ai gardé d'excellentes relations depuis mon séjour postdoctoral au Japon il y a plus de dix ans maintenant. Le professeur T. Yasunari est maintenant le directeur du programme « Hydrological Cycle Research Program » au Frontier Research Center for Global Change (Japon) et l'un des leaders mondiaux sur les problèmes relatifs à la végétation et au cycle de l'eau dans les régions de l'Asie du Sud-Est.

Par l'intermédiaire de ces différentes simulations dédiées et de ces collaborations, nous serons ainsi en mesure d'identifier certaines synergies résultant des rétroactions océan-atmosphère, continent-atmosphère et végétation-atmosphère qui peuvent être potentiellement importantes pour appréhender toute la complexité du système de la mousson indienne.

4.d Etude des interactions entre stratosphère et troposphère dans le fuseau indien

Par le passé, plusieurs études ont suggéré l'existence d'un lien entre les vents stratosphériques et la variabilité des pluies de mousson (Mukherjee et al., 1985 ; Bhalme et al., 1987). Plus récemment, Chattopadhyay et Bhatla (2002) ont montré que les comportements différents de la mousson indienne d'été pendant les événements ENSO pouvaient être imputables à la phase de l'Oscillation Quasi-Bisannuelle (QBO) des vents stratosphériques : ainsi, lors d'un événement El Niño, une phase d'est à 50 hPa pendant la saison estivale conduirait à une sécheresse, alors qu'une phase d'ouest serait synonyme d'une mousson normale.

D'un point de vue modélisation, l'influence de la phase de la QBO sur la variabilité interannuelle de la mousson a été testée via des études de sensibilité dans lesquelles la phase de la QBO était forcée (Giorgetta et al., 1999). Les résultats suggèrent une mousson plus intense en phase d'ouest et, au contraire, affaiblie en phase d'est. En outre, les simulations viendraient accréditer l'idée selon laquelle l'association QBO/mousson passerait par un changement dans la circulation verticale de la basse stratosphère qui affecterait la hauteur de la tropopause et donc la profondeur de la convection (Giorgetta et al., 1999).

J'ai mené, en collaboration avec Chantal Claud du LMD/IPSL et dans le cadre du programme national VIMA, une étude sur les réanalyses NCEP2 et CMAP qui confirme la significativité de l'association QBO/mousson indienne (Claud et Terray, 2006). Ce travail va être approfondi dans le cadre de l'ANR STT-Clim (« Stratosphere impact on tropical climate » dirigée par C. Claud) qui vient

d'être financée pour une durée de trois ans. Ce type d'études peut avoir des applications importantes dans une perspective de prévision saisonnière de la mousson indienne d'été puisque la QBO peut moduler les forçages résultant des conditions de surface (TSO, neige, végétation, etc.).

Suite aux résultats obtenus dans VIMA quant à l'influence de la QBO sur la variabilité de la mousson indienne, nous nous intéressons aussi, Chantal Claud et moi-même, à d'autres facteurs d'impacts sur les variabilités interannuelle et décennale de la mousson, comme le cycle solaire (plus précisément sa composante à 11 ans) ou l'Oscillation Arctique (OA). Le cycle solaire et l'OA, pourraient avoir un impact significatif sur la variabilité de la mousson indienne (Kodera, 2004; Buermann et al., 2005). Nous nous proposons de caractériser cette association de manière plus fine en utilisant les données des réanalyses NCEP/NCAR et ERA-40 (4 cycles solaires couverts), mais aussi des sorties du modèle de circulation atmosphérique générale LMDZ.

4.e Amélioration des prévisions saisonnières de la mousson

Les études proposées ci-dessus permettront d'affiner notre compréhension des mécanismes sous-jacents à la variabilité interannuelle de la mousson. Il s'agit d'un préalable indispensable pour améliorer la prévision saisonnière de la mousson indienne dans une deuxième étape.

L'objectif est ici d'aborder d'un point de vue pratique le problème de la prévisibilité saisonnière de la mousson indienne. Plus précisément, je souhaite examiner, dans le cadre d'une coopération franco-indienne, les possibilités d'amélioration des prévisions à longue échéance de la mousson indienne d'été (date de démarrage, quantité des pluies estivales, etc.).

Dans la mesure où la mousson asiatique est une composante majeure du système climatique planétaire, la prévision saisonnière de ce phénomène est aussi un élément essentiel dans le contexte d'un système de prévision saisonnière global. En ce sens, la compréhension, la simulation et la prévision de la variabilité de la mousson asiatique dépassent largement le cadre régional et il n'est pas étonnant que ce problème figure comme l'un des objectifs majeurs du programme climatique international CLIVAR/GOALS (CLImate VARiability and predictability program/Global Ocean-Atmosphere Land System), d'où l'intérêt de telles recherches.

Deux approches différentes sont actuellement utilisées pour prévoir les anomalies pluviométriques saisonnières associées à la mousson indienne d'été: les méthodes de prévision statistique basées sur les relations empiriques entre certains précurseurs observés avant le démarrage de la mousson et les pluies de mousson d'été (DelSole et Shukla, 2002; Thapliyal and Rajeevan, 2003; Rajeevan et al., 2004); les systèmes de prévision dynamique utilisant un modèle de circulation atmosphérique générale (ou régionale) ou encore un modèle couplé (Kang et Shukla, 2005).

Les prévisions dynamiques sont basées sur l'intégration d'un modèle atmosphérique, au même titre que la prévision numérique du temps. La différence réside principalement dans la durée des simulations (plusieurs mois en prévision saisonnière) et la nature probabiliste de ces prévisions (nécessité de réaliser des ensembles de simulations pour s'affranchir de la sensibilité aux conditions initiales atmosphériques). En effet, la prévision saisonnière repose sur l'idée, qu'au delà de la limite théorique de la prévision déterministe (théorie du chaos), il existe une prévisibilité résiduelle liée à l'influence des composantes « lentes » du système climatique, notamment la TSO. Les prévisions dynamiques reposent donc sur des simulations atmosphériques globales, dans lesquelles le modèle est soit forcé par des TSOs prévues de manière statistique, soit couplé à un modèle océanique correctement initialisé avant le démarrage de la mousson.

Des jeux de prévisions saisonnières ont d'ores et déjà été effectués dans le cadre des projets européens PROVOST, DEMETER et ENSEMBLES. Elles seront évaluées précisément en ce qui concerne la mousson indienne d'été. On s'attachera notamment à mieux comprendre le rôle de l'océan Indien et des surfaces continentales (humidité des sols, enneigement du continent eurasiatique pendant

l'hiver précédant la mousson) dans la variabilité et la prévisibilité de la mousson (Terry et al., 2003, 2005b, 2006; Douville et Chauvin 2000; Douville 2002, 2003, 2004).

Bien que le principe en soit le même, à savoir l'influence prépondérante des TSOs sur les anomalies climatiques à l'échelle saisonnière, les méthodes de prévision statistique tentent de relier empiriquement les précipitations de mousson à différents prédictors. Ceux-ci peuvent être des anomalies régionales de TSO (notamment sur le Pacifique tropical ou l'océan Indien), mais aussi des variables d'une autre nature, liées à la circulation atmosphérique de grande échelle ou aux surfaces continentales par exemple. Les méthodes statistiques employées peuvent être linéaires (régressions multiples) ou non linéaires (régressions non linéaires ou réseaux de neurones).

On tentera d'améliorer les schémas statistiques actuels de prévision à longue échéance de la mousson indienne par l'ajout de nouveaux prédictors, tels que la TSO du SEOI à la fin de l'hiver boréal, ou par l'emploi de nouvelles méthodes statistiques, notamment non-linéaires (Terry, 2002). Le problème de la mise à jour des prédictors dans les schémas statistiques en raison de la modulation décennale de la variabilité interannuelle sera aussi abordé (Sahai et al., 2003 ; Dominiak et Terry, 2005). Les différentes méthodes de prévision statistique seront finalement comparées aux méthodes dynamiques évoquées ci-dessus.

Peu d'études ont, pour le moment, porté sur la comparaison directe des méthodes statistiques et dynamiques, notamment pour la prévision saisonnière de la mousson indienne d'été. A l'heure actuelle, les méthodes statistiques semblent donner de meilleurs résultats que les modèles dynamiques en raison des biais encore importants de ces modèles (cf. chapitres I et II), de la complexité du couplage entre les modèles atmosphériques et océaniques et, enfin, de la forte variabilité "interne" de la mousson (Sperber et al., 2001; DelSole et Shukla, 2002; Wang et al., 2004). Néanmoins, on peut espérer que cet état de fait s'inversera dans un futur plus ou moins lointain en raison des progrès constants de la modélisation (AchutaRao et Sperber, 2006). Ceci peut se comprendre aisément puisque ces modèles reposent sur la simulation exacte des processus physiques à l'oeuvre dans le climat. Il semble en effet que les méthodes dynamiques, plus récentes, offrent de nouvelles possibilités (Kumar et al., 2005 ; Wang et al., 2005). Hormis leur caractère global, elles permettront à terme de faire des prévisions à plus longue échéance, au moins sous les tropiques.

Pour pallier les déficiences actuelles des modèles de climat utilisés dans les systèmes de prévision saisonnière, deux approches ont été proposées, d'une part les prévisions d'ensembles et/ou multi-modèles (Stern et Miyakoda, 1995; Kumar et al., 1996; Brankovic et Palmer, 1997; Krishnamurti et al., 1999) et d'autre part la correction des prévisions dynamiques par des méthodes statistiques (Sarda et al., 1996; Feddersen et al., 1999). On cherchera à comparer les mérites respectifs de ces deux solutions pour améliorer la qualité des prévisions dynamiques de la mousson indienne, et finalement de développer des approches innovatrices combinant prévisions statistiques et dynamiques pour améliorer les scores de prévision saisonnière.

Dans l'état actuel de l'assimilation de données océaniques, l'initialisation d'un modèle couplé océan-atmosphère reste toutefois problématique et la qualité des prévisions dynamiques demeure souvent inférieure à celle des méthodes statistiques. Toutefois, les champs atmosphériques de grande échelle sont beaucoup mieux prévus par les modèles dynamiques que les précipitations (sur lesquelles la qualité des prévisions est généralement évaluée). Ces champs de grande échelle étant fortement liés aux précipitations observées, comme nous l'avons démontré dans le chapitre II de ce document, il semble possible de combiner les approches dynamiques et statistiques en utilisant comme nouveaux prédictors des pluies de mousson les anomalies atmosphériques de grande échelle prévues de manière dynamique. Cette adaptation statistique des prévisions dynamiques a déjà été testée sur la mousson africaine (Garric et al. 2002) et on se propose ici de la mettre en oeuvre pour prévoir les pluies de mousson sur l'Inde.

Ces aspects validations des modèles couplés et des prévisions saisonnières sont au coeur du programme européen ENSEMBLES du 6^{ème} PCRD auquel je participe activement à plusieurs titres et

en collaboration avec les autres chercheurs de l'IPSL (Pascale Braconnot, Jérôme Vialard, Jean-Philippe Duvel, Jean-Louis Dufresne, Sandrine Bony, etc.). Lorsque les modèles couplés ENSEMBLES seront opérationnels, une analyse détaillée des biais systématiques et des performances de ces modèles en matière de prévision saisonnière de la mousson indienne pourra être entreprise.

Le problème de la prévision saisonnière est aussi l'une des préoccupations majeures de l'équipe dirigée par le professeur T. Yamagata au Frontier Research Center for Global Change (Japon). Les collaborations existantes entre l'équipe DYCOS du LOCEAN/IPSL (Sébastien Masson, Gurvan Madec, Clément de Boyer Montegut, etc.) et le groupe de T. Yamagata sont donc un autre atout important pour la réalisation de cet axe de recherche.

Il est enfin prévu de développer des coopérations avec les centres indiens intéressés par la prévisibilité de la mousson tels que l'Indian Institute of Tropical Meteorology à Pune (IITM, R. Krishnan, A.K. Sahai, B.N. Goswami), le Center for Atmospheric and Oceanic Sciences à Bangalore (CAOS) et le National Institute of Oceanography à Goa (NIO, M.R.Ramesh Kumar). Ces collaborations devraient permettre d'aborder d'un point de vue pratique le problème de la prévisibilité saisonnière de la mousson indienne.

4.f Conclusions

Les travaux présentés dans ce document suggèrent qu'il existe une prévisibilité à longue échéance « potentielle » de la mousson indienne d'été bien que les systèmes actuels de prévision saisonnière de la mousson, qu'ils soient statistiques ou dynamiques, semblent peu performants jusqu'à présent.

La conclusion majeure de ce document est donc que nous devons encore améliorer notre compréhension des processus fondamentaux, certainement couplés, qui régulent le cycle annuel et la variabilité de la mousson indienne. Les différents aspects de la représentation de la mousson indienne dans les modèles (couplés et forcés) de climat doivent être analysés plus en détail pour mieux comprendre les raisons des déficiences actuelles des systèmes de prévision saisonnière et c'est l'un des objectifs de mes recherches futures.

A terme, ces recherches devraient permettre de développer un système statistico-dynamique de prévision saisonnière des pluies de mousson indienne, ce qui représente à la fois un enjeu socio-économique majeur, mais aussi un défi scientifique. Pouvoir anticiper les fluctuations des pluies de mousson est particulièrement important pour la gestion des ressources en eau de l'Inde, et, par la même, pour la production d'énergie, la fourniture d'eau potable, et l'agriculture. Cette technologie pourra aussi être utile pour la prévision des autres systèmes de mousson, en particulier pour la mousson africaine.

Bibliographie

AchutaRao, K., et K.R. Sperber, 2002: Simulation of the El Niño Southern Oscillation: Results from the Coupled Model Intercomparison Project. *Clim. Dyn.*, 19, 191-209.

AchutaRao, K., et K.R. Sperber, 2006 : ENSO simulation in coupled ocean-atmosphere models : are the current models better ?. *Clim. Dyn.*, 27, 1-15. DOI 10.1007/s00382-006-0119-7.

Agnihotri, R., K. Dutta, R. Bhushan et B.L.K. Somayajulu, 2002: Evidence for solar forcing on the Indian monsoon during the last millenium. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 198, 521-527.

AjayaMohan, R.S., et B.N. Goswami, 2003: Potential predictability of the Asian summer monsoon on monthly and seasonal time scales. *Meteorol. Atmos. Phys.*, doi:10.1007/s00703-002.

Alexander, M.A., et Coauthors, 2002: The Atmospheric Bridge : the Influence of ENSO Teleconnections on Air-Sea Interaction over the Global Oceans. *J. Climate*, 15, 2205-2231.

Allan, R.J., et Coauthors, 2001: Is there an Indian Ocean dipole, and is it independent of the El Niño-Southern Oscillation? *CLIVAR Exch.*, 6 (3),18-22.

An, S.-I., et B. Wang, 2000: Interdecadal change of the structure of the ENSO mode and its impact on the ENSO frequency. *J. Climate*, 13, 2044-2055.

Aoki, S., M. Yoritaka, et A. Masuyama, 2003: Multidecadal warming of subsurface temperature in the Indian sector of the southern ocean. *J. Geophys. Res.*, 108, 8081-8088.

Ashok, K., Z. Guan, et T. Yamagata, 2001: Impact of the Indian Ocean dipole on the relationship between the Indian monsoon rainfall and ENSO. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 4499-4502.

Ashok, K., Z. Guan, N.H. Saji et T. Yamagata, 2004: Individual and combined influences of ENSO and the Indian Ocean Dipole on the Indian Summer Monsoon. *J. Climate*, 17, 3141-3155.

Ashrit, R.G., H. Douville et K. Rupa Kumar, 2003: Response of the Indian monsoon and ENSO-monsoon teleconnection to enhanced greenhouse effect in the CNRM coupled model. *J. Meteor. Soc. Japan*, 81, 779-803.

Babu, C.B., et P.V. Joseph, 2002: Post-monsoon sea surface temperature and convection anomalies over Indian and Pacific Oceans. *Int. J. Climatol.*, 22, 559-567.

Barnett, T.P., 1984: Interaction of the monsoon and Pacific trade wind system at interannual time scales. Part III. A partial anatomy of the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 2388- 2400.

Barnett, T.P., 1991: The interaction of multiple time scales in the tropical climate system. *J. Climate*, 4, 269-285.

Barsugli, J.J., S-I. Shin et P.D. Sardeshmukh, 2006: Sensitivity of global warming to the pattern of tropical ocean warming. *Clim. Dyn.*, 27, 483-492.

Behera, S.K., et T. Yamagata, 2001: Subtropical SST dipole events in the southern Indian Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 327-330.

Behera, S. K., J.J. Luo, S. Masson, S.A. Rao et H. Sakuma, 2006: A CGCM study on the interaction between IOD and ENSO. *J. Climate*, 19, 1688-1705.

- Bhalme, H.N., et D.A. Mooley, 1980: Large-scale droughts/floods and monsoon circulation. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1197-1211.
- Bhalme, H.N., S.S. Rahalkar et A.B. Sikdar, 1987: Tropical Quasi-Biennial Oscillation of the 10 mb Wind and Indian Monsoon Rainfall. Implication for forecasting. *J. Climatol.*, 7, 345-353.
- Bhaskaran, B., J.F.B. Mitchell, J.R. Lavery et M. Lal, 1995: Climatic response of Indian subcontinent to doubled CO₂ concentrations. *Int. J. Climatol.*, 15, 873-892.
- Boyer Montegut, C., 2005: Couche mélangée océanique et bilan thermohalin de surface dans l'océan Indien Nord. Thèse, Université Pierre et Marie Curie- Paris 6.
- Brankovic, C, et T. Palmer, 1997: Atmospheric seasonal Predictability and estimates of ensemble size. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 1786- 1802.
- Brier, G.W., 1978 : The quasi-biennial oscillation and feedback processes in the atmosphere-ocean-earth system. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 938-946.
- Buermann, W., B. Lintner et C. Bonfils, 2005: A wintertime Arctic Oscillation signature on early-season Indian Ocean Monsoon intensity. *J. Climate*, 18, 2247-2269.
- Burns, S.J., D. Fleitmann, A. Matter, J. Kramers et A.A. Al-Subbary, 2003: Indian Ocean climate and an absolute chronology over Dansgaard/Oeschger events 9 to 13. *Science*, 288, 847-850.
- Cadet, D.L., 1985: The Southern Oscillation over the Indian Ocean. *J. Climatol.*, 5, 189-212.
- Cadet, D.L., et G. Reverdin, 1981: Water vapor transport over the Indian Ocean during summer 1975. *Tellus*, 33, 476-487.
- Camberlin, P., F. Chauvin, H. Douville et Y. Zhao, 2004: Simulated ENSO-tropical rainfall teleconnections in present-day and under enhanced greenhouse gases conditions. *Clim. Dyn.*, 23, 641-657. DOI 10.1007/s00382-004-0460-7.
- Carton, J.A., G. Chepurin, X. Cao, et B. Giese, 2000: A Simple Ocean Data Assimilation Analysis of the Global Upper Ocean 1950-95. Part 1: Methodology. *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 294-309.
- Chandrasekar, A., et A. Kitoh, 1998: Impact of localized sea surface temperature anomalies over the equatorial Indian Ocean on the Indian summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, 76, 841-853.
- Chang, C.P., et T. Li, 2000: A theory for the tropical tropospheric biennial oscillation. *J. Atmos. Sci.*, 57, 2209-2224.
- Chang, C.P., P. Harr et J. Ju, 2001: Possible roles of Atlantic circulations on the weakening Indian monsoon rainfall ENSO relationship. *J. Climate*, 14, 2376-2380.
- Charney, J.G., et J. Shukla, 1981: Predictability of Monsoons in *Monsoon Dynamics*. Edited by J. Lighthill and R.P. Pierce, Cambridge University Press, Cambridge, 99-108.
- Chattopadhyay, J., et R. Bhatla, 2002: Possible influence of QBO on teleconnections relating Indian summer monsoon rainfall and sea-surface temperature anomalies across the Equatorial Pacific. *Int. J. Climatol.*, 22, 121-127.
- Chirokova, G., et P.J. Webster, 2006 : Interannual variability of Indian Ocean heat transport. *J. Climate*, 19, 1013-1031.

- Chung, C., et S. Nigam, 1999: Asian summer monsoon-ENSO feedback on the Cane-Zebiak model ENSO. *J. Climate*, 12, 2787-2807.
- Clark, C.O., J.E. Cole et P.J. Webster, 2000: Indian Ocean SST and Indian summer rainfall: Predictive relationships and their decadal variability. *J. Climate*, 13, 2503-2519.
- Clarke, A.J., X. Liu et S. Van Gorder, 1998 : Dynamics of the biennial oscillation in the equatorial Indian and far western Pacific Oceans. *J. Climate*, 11, 987-1001.
- Clarke, A.J., et S.V. Gorder, 1999: The Connection between the Boreal Spring Southern Oscillation Persistence Barrier and Biennial Variability. *J. Climate*, 12, 610-620.
- Clarke, A.J., et S. Van Gorder, 2001: ENSO prediction using an ENSO trigger and a proxy for western equatorial warm pool movement. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 579-582.
- Clarke, A.J., et S. Van Gorder, 2003: Improving El Niño Prediction using a Space-Time Integration of Indo-Pacific Winds and Equatorial Pacific Upper Ocean Heat Content. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 52.1-52.4.
- Claud, C., et P. Terray, 2006: Revisiting the possible links between the Quasi-Biennial Oscillation and the Indian summer monsoon using NCEP R-2 and CMAP fields. *J. Climate*, sous presse.
- Cleveland, R.B., W. S. Cleveland, J. E. McRae, et I. Terpenning, 1990 : A Seasonal-Trend Decomposition Procedure Based on Loess (with Discussion) . *Journal of Official Statistics*, 6, 3-73.
- Collins, M., et the CMIP Modelling Groups, 2005: El Niño- or La Niña-like climate change? *Climate Dyn.*, 24, 89-104.
- Davey, M.K., et Coauthors, 2002: STOIC: a study of coupled model climatology and variability in tropical ocean regions. *Clim. Dyn.*, 18, 403-420.
- DelSole, T., et J. Shukla, 2002: Linear prediction of Indian monsoon rainfall. *J. Climate*, 12, 3645-3658.
- Delworth, T., S. Manabe et R.J. Stouffer, 1993: Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere model. *J. Climate*, 6, 1993-2011.
- Delworth, T.L., et M.E. Mann, 2000: Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Clim. Dyn.*, 16, 661-676.
- Dominiak, S., et P. Terray, 2005 : Improvement of ENSO prediction using a linear regression model with a Southern Indian Ocean Sea Surface Temperature Predictor. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18702, doi:10.1029/2005GL023153.
- Douville, H., et F. Chauvin, 2000: Relevance of soil moisture for seasonal climate predictions: a preliminary study. *Clim. Dyn.*, 16, 719-736.
- Douville, H., 2002: Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part II: Interannual variability. *J. Climate*, 15, 701-720.
- Douville, H., 2003: Assessing the influence of soil moisture on seasonal climate variability with AGCMs. *J. Hydrometeorol*, 4, 1044-1066.
- Douville, H., 2004: Relevance of soil moisture for seasonal atmospheric predictions: Is it an initial value problem? *Clim. Dyn.*, 22, 429-446.

- Douville, H., 2006: Impact of regional SST anomalies on the Indian monsoon response to global warming in the CNRM climate model. *J. Climate*, 19, 2008-2024.
- Douville, H., J.F. Royer, J. Polcher, P. Cox, N. Gedney, D.B. Stephenson et P.J. Valdes, 2000: Impact of CO₂ doubling on the Asian summer monsoon: Robust versus model-dependent responses. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 78, 421-439.
- Douville, H., D. Salas-Méllia et S. Tyteca, 2006: On the tropical origin of uncertainties in the global land precipitation response to global warming. *Clim. Dyn.*, 26, 367-385, DOI:10.1007/s00382-0050088-2.
- Douville, H., et P. Terray, 2006: Réponse du cycle hydrologique aux forçages anthropiques: Que nous disent les dernières simulations du GIEC ?. Livre blanc ESCRIME, sous-presse.
- Drosowsky, W., 1993: Potential Predictability of Winter Rainfall over Southern and Eastern Australia using Indian Ocean Sea-Surface Temperatures Anomalies. *Aust. Meteor. Mag.*, 42, 1-6.
- Drosowsky, W., et L.E. Chambers, 2001: Near-Global Sea Surface Temperature Anomalies as Predictors of Australian Seasonal Rainfall. *J. Climate*, 14, 1677-1687.
- Druyan, L.M., 1982: Studies of the Indian summer monsoon with a coarse-mesh general circulation model, part II. *J. of Climatology*, 2, 347-355.
- Elliott, W.P., et J.K. Angell, 1987: The relation between Indian monsoon rainfall, the Southern Oscillation, and hemispheric air and sea temperature 1884-1984. *J. Climate Appl. Meteor.*, 26, 943-948.
- Fasullo, J., 2004 : Biennial characteristics of Indian Monsoon Rainfall. *J. Climate*, 17, 2972-2982.
- Fauchereau, N., S. Trzaska, Y. Richard, P. Roucou et P. Camberlin, 2003: Sea-Surface Temperature co-variability in the southern Atlantic and Indian oceans and its connections with the atmospheric circulation in the Southern Hemisphere. *Int. J. Climatol.*, 23, 663-677.
- Fedderson, H., A. Navarra et M.N. Ward, 1999: Reduction of model systematic error by statistical correction for dynamical seasonal prediction. *J. Climate*, 12, 1974- 1989.
- Ferranti, L., J.M. Slingo, T.M. Palmer, et B.J. Hoskins, 1997: Relations between interannual and intraseasonal monsoon variability as diagnosed from AMIP integrations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 123, 1323-1357.
- Fischer, A.S., P. Terray, E. Guilyardi, S. Gualdi et P. Delecluse, 2005: Two Independent Triggers for the Indian Ocean Dipole/Zonal Mode in a Coupled GCM. *J. Climate*, 18, 3428–3449.
- Fontaine, B., S. Janicot et V. Moron, 1995: Rainfall Anomaly Patterns and Wind Field Signals over West Africa in August (1958-1989). *J. Climate*, 8, 1503-1510.
- Fu, X., B. Wang, et T. Li, 2002: Impacts of air-sea coupling on the simulation of mean Asian summer monsoon in the ECHAM4 model. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 2889-2904.
- Gadgil, S., et S. Sajani, 1998: Monsoon precipitation in the AMIP runs. *Clim. Dyn.*, 14, 659-689.
- Garric, G., H. Douville et M. Déqué, 2002: Prospects for improved seasonal predictions of monsoon precipitation over Sahel. *Int J Climato*, 22, 331-345.

- Gershunov, A., N. Schneider et T. Barnett, 2001: Low-frequency modulation of the ENSO-Indian monsoon rainfall relationship: Signal or noise? *J. Climate*, 14, 2486-2492.
- Gill, A.E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106, 447-462.
- Gill, A.E., 1982: *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, New York, 662 pp.
- Giorgetta, M.A., L. Bengtsson et K. Arpe, 1999 : An investigation of QBO signals in the east Asian and Indian monsoon in GCM experiments. *Clim. Dyn.*, 15, 435-450.
- Goddard, L., et N. Graham, 1999: Importance of the Indian Ocean for simulating rainfall anomalies over eastern and southern Africa. *J. Geophys. Res.*, 104 (D16), 19 099-19 116
- Goswami B.N., 1995 :A multiscale interaction model for the origin of the tropospheric QBO. *J. Climate*, 8, 524-534.
- Goswami, B.N., 1998: Interannual variations of Indian summer monsoon in a GCM: External conditions versus internal feedbacks. *J. Climate*, 11, 501-522.
- Goswami, B.N., 2004: Interdecadal change in potential predictability of the Indian summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L16,208, DOI:10.1029/2004GL020,337.
- Goswami, B.N., 2005a: Interdecadal variability in *The Asian monsoon*. Edited by B. Wang, chap. 7, pp. 295-328, Springer, New York..
- Goswami, B.N., 2005b: Intraseasonal Variability (ISV) of South Asian Summer Monsoon in *Intraseasonal variability of the Atmosphere-Ocean Climate System*. Edited by K. Lau and D. Waliser, Praxis Publishing.
- Goswami, B.N., J. Shukla, E.K. Schneider et Y.C. Sud, 1984: Study of the dynamics of the intertropical convergence zone with a symmetric version of the GLAS climate model. *J. Atmos. Sci.*, 41, 5-19.
- Goswami, B. N., V. Krishnamurty, et H. Annamalai, 1999: A broad-scale circulation index for the interannual variability of the Indian summer monsoon. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 125, 611-633.
- Goswami, B. N., et V. Jayavelu, 2001: On the possible Impact of the Indian Summer Monsoon on the ENSO. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 571-574.
- Goswami, B.N., et P.K. Xavier, 2005: ENSO control on the south Asian monsoon through the length of the rainy season. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18717, DOI:10.1029/2005GL023216.
- Goswami, B.N., M.S. Madhusoodanan, C.P. Neema et D. Sengupta, 2006: A physical mechanism for North Atlantic SST influence on the Indian summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L02706, doi:10.1029/2005GL024803.
- Graham, N.E., 1994: Decadal-scale climate variability in the 1970s and 1980s: Observations and model results. *Clim. Dyn.*, 10, 135-162.
- Graham, N.E., et T.P. Barnett, 1987: Sea surface temperature, surface wind divergence and convection over tropical Oceans. *Science*, 238, 657-659.
- Gray, W.M., J.D. Scheaffer, et J.A. Knaff, 1992 : Influence of the stratospheric QBO on ENSO variability. *J. Meteorol. Soc. Jpn*, 70, 975-995.

- Gualdi S, A. Navarra, E. Guilyardi, et P. Delecluse, 2003a : The SINTEX coupled GCM. The tropical Indo-Pacific region. *Annals of Geophys.* 46, 1-26.
- Gualdi, S., E. Guilyardi, A. Navarra, S. Masina et P. Delecluse, 2003b: The interannual variability in the tropical Indian Ocean as simulated by a coupled GCM. *Clim. Dyn.*, 20, 567-582.
- Guilyardi E, P. Delecluse, S. Gualdi et A. Navarra, 2003 : Mechanisms for ENSO phase change in a coupled GCM. *J. Climate*, 16, 1141-1158.
- Guilyardi et Coauthors, 2004: Representing El Niño in coupled ocean-atmosphere GCMs: the dominant role of the atmospheric component. *J. Climate*, 17, 4623-4629.
- Guilyardi, E, 2006: El Nino-mean state-seasonal cycle interactions in a multi-model ensemble. *Clim. Dyn.*, 26:329-348, DOI: 10.1007/s00382-005-0084-6.
- Gupta, A.K., D.M. Anderson et J.T. Overpeck, 2003: Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean. *Nature*, 421, 354-357.
- Hahn, D.G. et S. Manabe, 1975: The role of mountains in the south asian monsoon circulation. *J. Atmos. Sci.* ,32, 1515-1541.
- Harzallah, A., et R. Sadourny, 1997 : Observed lead-lag relationships between Indian summer monsoon and some meteorological variables. *Clim. Dyn.*, 13, 635-648.
- Hasegawa, T., et K. Hanawa, 2003: Heat content Variability related to ENSO events in the Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 407-421.
- Hastenrath, S., 2000 : Zonal circulations over the equatorial Indian Ocean. *J. Climate*, 13, 2746-2756.
- Hastenrath, S., et P.J. Lamb, 1980: On the heat budget of the hydrosphere and atmosphere in the Indian Ocean sector. *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 694-708.
- Hastenrath, S., et L. Greischar, 1993: The monsoonal heat budget of the hydrosphere-atmosphere system in the Indian Ocean sector. *J. Geophys. Res.*, 98, 6869-6881.
- Hendon, H., 2003: Indonesia rainfall variability: impacts of ENSO and local air-sea interaction. *J. Climate*, 16, 1775-1790.
- Hsiung, J., R.E. Newell et T. Houghtby, 1989: The annual cycle of oceanic heat storage and oceanic meridional heat transport. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 115, 1-28.
- Hu, Z.Z., M. Latif, E. Roeckner et L. Bengtsson, 2000: Intensified Asian summer monsoon and its variability in a coupled model forced by increasing greenhouse gas concentrations. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 2681-2684.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2001: Climate Change 2001. The Scientific Basis: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Edited by J.T. Houghton et al., 881 pp., Cambridge University Press, New York.
- Joly M., A. Voldoire, H. Douville, P. Terray et J.-F. Royer, 2006 : African monsoon teleconnections with tropical SSTs in a set of IPCC4 coupled models. *Climate Dynamics*, sous presse.

- Joseph, P.V., et P.V. Pillai, 1984: Air-sea interaction on a seasonal scale over north Indian Ocean. Part I: Interannual variations of sea surface temperature and Indian summer monsoon rainfall. *Mausam*, 35, 323-330.
- Jin, F.F., 1997: An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model. *J. Atmos. Sci.*, 54, 811-829.
- Ju, J., et M.J. Slingo, 1995: The Asian summer monsoon and ENSO. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 121, 1133-1168.
- Kalnay, E., et Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 77, 437-471.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woolen, S.K. Yand, J.J. Hnilo, M. Fiorino, et G.L. Potter, 2002: NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 83, 1631-1643.
- Kang, I.-S., et Coauthors, 2002: Intercomparison of the climatological variations of Asian summer monsoon precipitation simulated by 10 GCMs. *Clim. Dyn.*, 19, 383-395.
- Kang, I.-S., et J. Shukla, 2005 : Dynamical seasonal prediction and predictability of monsoon in *The global monsoon system : research and forecast*. Edited by C.-P. Chang, B. Wang and N.C. Lau, chap. 23, pp. 386-402, WMO/TD No. 1266, WMO, Geneva.
- Kawamura, R., 1998: A possible mechanism of the Asian summer monsoon-ENSO coupling. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 76, 1009-1027.
- Kerr, R.A., 1990 : The climate system as a ticking clock. *Science*, 249, 1246-1247
- Kerr, R.A., 2000: A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, 288, 1984-1985.
- Kim, K.M., et K.M. Lau, 2001: Dynamics of monsoon-induced biennial variability in ENSO. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 315-318.
- Kinter, J.L., K. Miyakoda, et S. Yang, 2002: Recent change in the connection from the Asian Monsoon to ENSO. *J. Climate*, 15, 1203-1215.
- Kirtman, B.P., 1997: Oceanic Rossby waves dynamics and the ENSO period in a coupled model. *J. Climate*, 10, 1690-1704.
- Kirtman, B. P., et S.E. Zebiak, 1997: ENSO simulation and prediction with a hybrid coupled model. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 2620-2641.
- Kirtman, B. P., et J. Shukla, 2000: Influence of the Indian summer monsoon on ENSO. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 126, 213-239.
- Kitoh, A., S. Yukimoto, A. Noda et T. Motoi, 1997: Simulated changes in the Asian summer monsoon at times of increased atmospheric CO₂. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 75, 1019-1031.
- Kitoh, A., S. Yukimoto et A. Noda, 1999: ENSO-Monsoon Relationship in the MRI Coupled GCM. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 77, 1221-1245.
- Klein, S.A., B.J. Soden et N.-C. Lau, 1999: Remote sea Surface Temperature Variations during ENSO: Evidence for a Tropical Atmospheric Bridge. *J. Climate*, 12, 917-932.

- Knutson, T.R., T.L. Delworth, K.W. Dixon et R.J. Stouffer, 1999: Model assessment of regional surface temperature trends (1949-1997). *J. Geophys Res*, 104, D24, 30,981-30,996.
- Kodera, K., 2004: Solar influence on the Indian Ocean Monsoon through dynamical processes. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L24209, doi:10.1029/2004GL020928.
- Kripalani, R.H., et A. Kulkarni, 1997: Climatic impact of El Niño/La Nina on the Indian monsoon: A new perspective. *Weather*, 52, 39-46.
- Kripalani, R.H., A. Kulkarni et S.V. Singh, 1997: Association of the Indian summer monsoon with the northern hemisphere mid-latitude circulation. *Int. J. Climatol.*, 17, 1055-1067.
- Krishnamurti, T.N., 1971: Tropical east-west circulations during northern summer. *J. Atmos. Sci.*, 28, 1342-1347.
- Krishnamurti, T.N., 2005: Weather and seasonal climate prediction of asian summer monsoon in *The global monsoon system : research and forecast*. Edited by C.-P. Chang, B. Wang and N.C. Lau, chap. 21, pp. 342-375, WMO/TD No. 1266, WMO, Geneva.
- Krishnamurti, T.N., M. Kanamitsu, W.J. Koss et J.D. Lee, 1973: Tropical east-west circulations during the northern winter. *J. Atmos. Sci.*, 30, 780-787.
- Krishnamurti, T.N., et H.N. Bhalme, 1976: Oscillation of a monsoon system, part I. Observational aspects. *J. Atmos. Sci.*, 33, 1937-1954.
- Krishnamurti, T.N., et Coauthors, 1999: Improved weather and seasonal climate forecasts from multimodel super ensemble. *Science*, 285, 1548-1550.
- Krishnamurthy, V., et B.N. Goswami, 2000: Indian monsoon-ENSO relationship on inter decadal time scales. *J. Climate*, 13, 579-595.
- Krishnamurthy, V., et J. Shukla, 2000: Intraseasonal and interannual variability of rainfall over India. *J. Climate*, 13, 4366-4377.
- Krishnan, R., M. Mujumdar, V. Vaidya, K. V. Ramesh et V.Satyan, 2003: The Abnormal Indian Summer Monsoon of 2000. *J. Climate*, 16, 1177-1194.
- Kumar, A., M. Hoerling, M. Ji, A. Leetma et P. Sardeshmukh, 1996: Assessing a GCM's suitability for making seasonal predictions. *J. Climate*, 9, 115- 129.
- Kumar, A., F. Yang, L. Goddard et S. Schubert, 2004: Differing trends in the tropical surface temperatures and precipitation over land and oceans. *J. Climate*, 17, 653-664.
- Kumar, K.K., B. Rajagopalan et M.A. Cane, 1999: On the weakening relationship between the Indian monsoon and ENSO. *Science*, 284, 2156-2159.
- Kumar, K.K., M. Hoerling, et B. Rajagopalan, 2005: Advancing dynamical prediction of Indian monsoon rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L08704, doi: 10.1029/2004GL021979.
- Kung, E.C., et T.A. Sharif, 1982: Long-range forecasting of the Indian summer monsoon onset and rainfall with upper air parameters and sea surface temperature. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 672-681.
- Labattu, S., 2002 : Rôle du sud de l'océan Indien dans la variabilité de la mousson indienne d'été". Université de Bourgogne. Mémoire de DEA réalisé au LODYC/IPSL.

- Lal, M., U. Cubasch, J. Perlwitz et J. Waszkewitz, 1997: Simulation of the Indian monsoon climatology in the ECHAM3 climate model: sensitivity to horizontal resolution. *Int. J. Climatol.*, 17, 847-858.
- Latif, M., et Coauthors, 2001: ENSIP: the El Niño simulation intercomparison project. *Clim. Dyn.*, 18, 255-276.
- Lau, K.M., K.M. Kim et S. Yang, 2000: Dynamical and boundary forcing characteristics of regional components of the Asian summer monsoon. *J. Climate*, 13, 2461-2482.
- Lau, K.M., M.K. Kim et K.M. Kim, 2006: Asian summer monsoon anomalies induced by aerosol direct forcing: the role of the Tibetan Plateau. *Clim. Dyn.* 26, 855-871.
- Lau, N.C., et M.J. Nath, 2000: Impact of ENSO on the variability of the Asian-Australian monsoons as simulated in GCM experiments. *J. Climate*, 13, 4287-4309.
- Lau, N.C., et M.J. Nath, 2003: Atmosphere-Ocean Variations in the Indo-Pacific Sector during ENSO Episodes. *J. Climate*, 16, 3-20.
- Lau, N.C., et M.J. Nath, 2004: Coupled GCM simulation of atmosphere-ocean variability associated with zonally asymmetric SST changes in the tropical Indian Ocean. *J. Climate*, 17, 245-265.
- Li, C.F., et M. Yanai, 1996: The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast. *J. Climate*, 9, 358-375.
- Li, T., C.-W. Tham, et C.P. Chang, 2001a: A coupled air-sea-monsoon oscillator for the tropospheric biennial oscillation. *J. Climate*, 14, 752-764.
- Li, T., Y. Zhang, C.-P. Chang et B. Wang, 2001b: On the relationship between Indian Ocean Sea Surface Temperature and Asian Summer Monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2843-2846.
- Li, T., B. Wang, C.P. Chang et Y.S. Zhang, 2003: A theory for the Indian Ocean Dipole-Zonal Mode. *J. Atmos. Sci.*, 60, 2119-2135.
- Liepert B.G., J. Feichter, U. Lohmann et E. Roeckner, 2004: Can aerosols spin down the water cycle in a warmer and moister world? *Geophys. Res. Letters*, 31, L06207, DOI :10.1029/2003GL019060.
- Lindzen, R.S., et S. Nigam, 1987: On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the Tropics. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2418-2436.
- Loschnigg, J.P., et P.J. Webster, 2000 : A coupled ocean-atmosphere system of SST modulation for the Indian Ocean. *J. Climate*, 13, 3342-3360.
- Loschnigg, J., G.A. Meehl, J.M. Arblaster, G.P. Compo, et P.J. Webster, 2003: The Asian monsoon, the tropospheric biennial oscillation, and the Indian Ocean dipole in the NCAR CSM. *J. Climate*, 16, 1617-1642.
- Madec, G., P. Delecluse, M. Imbard, et C. Levy, 1998 : OPA version 8.1 ocean general circulation model reference manual. Technical Report, LODYC/IPSL, Note 11, Paris, France, pp 91.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, 44, 25-43.
- May, W., 2002: Simulated changes of the Indian summer monsoon under enhanced greenhouse gas conditions in a global time-slice experiment. *Geophys. Res. Lett.*, 29(7), 1118, doi:10.1029/2001GL013808.

- May, W., 2004: Potential future changes on the Indian summer monsoon due to greenhouse warming: Analysis of mechanisms in a global time-slice experiment. *Clim. Dyn.*, 22, 389-414.
- McPhaden, M.J., et Coauthors, 1998: The tropical ocean global atmosphere observing system: A decade of progress. *J. Geophys. Res.*, 103, 14169-14240.
- Meehl, G.A., 1987: The annual cycle and its relationships to interannual variability in the tropical Pacific and Indian regions. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 27-50.
- Meehl, G.A., 1993 : A coupled air-sea biennial mechanism in in the tropical Indian and Pacific regions: Role of the ocean. *J. Climate*, 6, 31-41.
- Meehl, G.A., 1994: Coupled ocean-atmosphere-land processes and South Asian monsoon variability. *Science*, 265, 263-267.
- Meehl, G.A., 1997: The south Asian monsoon and the tropospheric biennial oscillation (TBO). *J. Climate*, 10, 1921-1943.
- Meehl, G.A., et W.M. Washington, 1993: South Asian summer monsoon variability in a model with doubled atmospheric carbon dioxide concentration. *Science*, 260, 1101-1104.
- Meehl, G.A., et J.M. Arblaster, 1998: The Asian-Australian Monsoon and El Niño-Southern Oscillation in the NCAR Climate System Model. *J. Climate*, 11, 1356-1385.
- Meehl, G.A., P.R. Gent, J.M. Arblaster, B.L. Otto-Bliesner, E.C. Brady et A. Craig, 2001: Factors that affect the amplitude of El Niño in global coupled climate models. *Clim. Dyn.*, 17, 515-526.
- Meehl, G.A., et J. Arblaster, 2002a: The tropospheric biennial oscillation and the Asian-Australian monsoon rainfall. *J. Climate*, 15, 722-744.
- Meehl, G.A., et J. Arblaster, 2002b: Indian monsoon GCM sensitivity experiments testing tropospheric biennial oscillation transition conditions. *J. Climate*, 15, 923-944.
- Meehl, G.A., et J.M. Arblaster, 2003: Mechanisms for projected future changes in south Asian monsoon precipitation. *Clim. Dyn.*, 21, 659-675.
- Meehl G.A., J.M. Arblaster et J. Loschnigg, 2003: Coupled Ocean-Atmosphere Dynamical Processes in the Tropical Indian and Pacific Oceans and the TBO. *J. Climate*, 16, 2138-2158.
- Meehl, G.A., C. Covey, B. Mcavaney, M. Latif et R.J. Stouffer, 2005: Over view of the coupled model intercomparison project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 86, 89-93.
- Meehl, G.A., et A. Hue, 2006: Megadroughts in the Indian monsoon region and southwest north America and a mechanism for asociated multidecadal Pacific sea surface temperature anomalies. *J. Climate*, 19, 1605-1623.
- Meehl, G.A., et Coauthors, 2006: Monsoon Regimes in the CCSM3. *J. Climate*, 19, 2482-2495.
- Meinen, C.S., et M.J. McPhaden, 2000: Observations of warm water volume changes in the equatorial Pacific and their relationship to El Niño and La Niña. *J. Climate*. 13, 3551-3559.
- Menon, S., J. Hansen, L. Nazarenko et Y. Luo, 2002: Climate effects of black carbon aerosols in China and India. *Science*, 297, 2250-2253.

- Metha, V.M., et K.M. Lau, 1997: Influence of solar irradiance on the Indian monsoon-ENSO relationship at decadal-multidecadal time scales. *Geophys. Res. Lett.*, 24, 159-162.
- Meyers, G., 1996 : Variation of the Indonesian throughflow and the El Niño-Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, 101, 12 255-12 263.
- Mitchell, J.F.B., et T.C. Johns, 1997: On modification of global warming by sulfate aerosols. *J. Climate*, 10, 245-267.
- Miyama, T., J.P. McCreary, T.G. Jensen, J. Loschnigg, S. Godfrey et A. Ishida, 2003: Structure and dynamics of the Indian Ocean cross-equatorial cell. *Deep-Sea Res.*, 50, 2032-2047.
- Molteni, F.S., S. Corti, L. Ferranti et J. M. Slingo, 2003: Predictability experiments for the Asian summer monsoon: impact of SST anomalies on interannual and intraseasonal variability. *J. Climate*, 16, 4001-4020.
- Mooley, D.A., 1971: Independence of monthly and bi-monthly rainfall over Southeast Asia during the summer monsoon season. *Mon. Wea. Rev.*, 99, 532-236.
- Mooley, D.A., et B. Parthasarathy, 1983: Variability of the Indian summer monsoon and tropical circulation features. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 967-978.
- Mooley, D.A., et B. Parthasarathy, 1984: Fluctuation in all-India summer monsoon rainfall during 1871-1985. *Clim. Change*, 6, 287-301.
- Morrison, D.F., 1990 : Multivariate Statistical Methods. 3rd edition, Mac Graw Hill, New York.
- Mukherjee, B.K., K. Indira., R.S. Reddy, et B.V. Ramanamurty, 1985: Quasi-biennial oscillation in stratospheric wind and Indian monsoon. *Mon Wea. Rev.*, 113, 1421-1430.
- Murtugude, R., J. McCreary, et A. Busalacchi, 2000: Oceanic processes associated with anomalous events in the Indian Ocean with relevance to 1997-1998. *J. Geophys. Res.*, 105 (C2), 3295-3306.
- Nicholls, N., 1978: Air-sea interaction and the quasi-biennial oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1505-1508.
- Nicholls, N., 1979: A simple air-sea interaction model. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 105, 93-105.
- Nicholls, N., 1995: All-India summer monsoon rainfall and sea surface temperatures around northern Australia and Indonesia. *J. Climate*, 8, 1463-1467.
- Nitta, T., et S. Yamada, 1989: Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the Northern Hemisphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 375-383.
- Normand, C., 1953: Monsoon seasonal forecasting. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 79, 463-473.
- Ogasawara, N., A. Kitoh, T. Yasunari et A. Noda, 1999: Tropospheric biennial oscillation of the ENSO-monsoon system in the MRI coupled GCM. *J. Meteor. Soc. Japan*, 77, 1247-1270.
- Palmer, T.N., 1994: Chaos and the predictability in forecasting the monsoons. *Proc. Indian Natn. Sci. Acad. Part A.* 60, 57-66.
- Palmer, T.N., et Coauthors, 2004: Development of an European multi-model ensemble system for seasonal to interannual prediction (DEMETER). *Bull. Am. Met. Soc.*, vol. 85, 853-872.

- Pant, G.B., et K. Rupa Kumar, 1997: *Climates of South Asia*, John Wiley & Sons, Chichester, (ISBN 0-471-94948-5), 320 pp.
- Parthasarathy, B., K. Rupa Kumar, et A.A., Munot, 1992: Forecast of rainy-season food grain production based on monsoon rainfall. *Indian J. Agric. Sci.*, vol. 62, 1-8.
- Parthasarathy B., A.A. Munot et D.R. Kothawale, 1995: All India monthly and seasonal rainfall series: 1871-1993. *Theor. and Appl. Climatol.*, 49, 217-224.
- Pierce, D.W., T.P. Barnett, K.M. AchutaRao, P.J. Gleckler, J.M. Gregory et W.M. Washington, 2006: Anthropogenic warming of the oceans: observations and model results. *J. Climate*, 19, 1873-1900.
- Rajeevan, M., D.S. Pai, S.K. Dikshit, et R.R. Kelkar, 2004: IMD's new operational models for long-range forecast of southwest monsoon rainfall over India and their verification for 2003. *Curr. Sci.*, 86, 422-431.
- Ramanathan, V., C. Chung, D. Kim, T. Bettge, J.T. Kiehl, W.M. Washington, Q. Fu, D.R. Sikka et M. Wild, 2006: Atmospheric brown clouds : Impacts on South Asian climate and hydrological cycle. *PNAS*, 102, 5326-53333.
- Rao, K.G., et B.N. Goswami, 1988: Interannual variations of sea surface temperature over the Arabian Sea and the Indian monsoon: a new perspective. *Mon. Weath. Rev.*, 116, 558-568.
- Rao, A.S., S.K. Behera, Y. Masumoto, et T. Yamagata, 2002: Interannual subsurface variability in the tropical Indian Ocean with a special emphasis on the Indian Ocean dipole. *Deep-Sea Res. II*, 49, 1549-1572.
- Rasmusson, E.M., et T.H. Carpenter, 1983: The relationship between eastern equatorial Pacific sea surface temperatures and rainfall over India and Sri Lanka, *Mon. Weather Rev.*, 111, 517-528.
- Rasmusson, E.M., X. Wang et C.F. Ropelewski, 1990: The biennial component of ENSO variability. *J. Mar. Sci.*, 1, 71-96.
- Reason, J.C.J., et H.M. Mulenga, 1999: Relationships between South African rainfall and SST anomalies in the southwest Indian Ocean. *Int. J. Climatol.*, 19, 1651-1673.
- Reason, J.C.J., 2002: Sensitivity of the southern African circulation to dipole sea-surface temperature patterns in the South Indian Ocean. *Int. J. Climatol.*, 22, 377-393.
- Roeckner, E., et Coauthors, 1996 : The atmospheric general circulation model Echam-4: model description and simulation of present-day climate. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Rep. 218, Hamburg, Germany, pp 90.
- Ropelewski, C.F., M.S. Halpert, et X. Wang, 1992: Observed tropospheric biennial variability and its relationship to the Southern Oscillation. *J. Climate*, 5, 594-614.
- Royer, J.F., P. Braconnot et J.L. Dufresne, 2006: Les scénarios globaux. Livre blanc ESCRIME, sous-presse.
- Rupa Kumar, K., K.K. Kumar et G.B. Pant, 1994: Diurnal asymmetry of surface temperature trends over India. *Geophys. Res. Lett.*, 21, 677-680.
- Saha, K.R., 1970: Zonal anomaly of the sea surface temperature in equatorial Indian Ocean and its possible effect on monsoon circulation. *Tellus*, 22, 403-409.

- Sahai, A. K., A. M. Grimm, V. Satyan et G. B. Pant, 2003: Long-lead Prediction of Indian Summer Monsoon Rainfall from Global SST Evolution. *Clim. Dyn.*, 20, 855-863.
- Saji, N.H., B.N. Goswami, P.N. Vinayachandran, et T.A. Yamagata, 1999: Dipole Mode in the Tropical Indian Ocean. *Nature*, 401, 360-363.
- Saji N.H, et T. Yamagata, 2003: Structure of SST and Surface Wind Variability during Indian Ocean Dipole Mode Events: COADS Observations. *J. Climate*, 16, 2735-2751.
- Sarda, J., G. Plaut, C. Pires et R. Vautard, 1996: Statistical and dynamical long-range atmospheric forecasts: Experimental comparison and hybridization. *Tellus*, 48A, 518-537.
- Schlesinger, M.E., et N. Ramankutty, 1994: An oscillation in the global climate system of period 65-70 years. *Nature*, 367, 723-726.
- Sengupta, D., B.N. Goswami et R. Senan, 2001: Coherent intraseasonal oscillations of ocean and atmosphere during the Asian summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 4127-4130.
- Shen, S., et K.-M. Lau, 1995 : Biennial oscillation associated with the East Asian monsoon and tropical sea surface temperatures. *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, 105-124.
- Shinoda, T., et H. Uyeda, 2002: Effective factors in the development of deep convective clouds over the wet region of eastern china during the summer monsoon season. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 80, 1395-1414.
- Schneider, E.K., et R.S. Lindzen, 1977: Axially symmetric steady-state models of the basic state for instability and climate studies. Part I. Linearized calculations. *J. Atmos. Sci.*, 34, 263-279.
- Schott, F.A., et J.P. McCreary, 2001 : The monsoon circulation of the Indian Ocean. *Progress in Oceanography*, 51, Elsevier, 1-123.
- Shukla, J., 1987: Interannual variability of monsoons in *Monsoons*, J.S. Fein et P.L. Stephens, Eds., Wiley, 399-464.
- Shukla, J., et B.M. Misra, 1977: Relationships between sea surface temperature and wind speed over the central Arabian Sea and monsoon rainfall over India. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 798-1002.
- Shukla, J., et D.A. Paolino, 1983: The Southern Oscillation and long-range forecasting of the summer monsoon rainfall over India. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1830-1837.
- Shukla, J., et M.J. Fennessy, 1994: Simulation and predictability of monsoons in *Proceedings of the International Conference on Monsoon Variability and Prediction*. Tech. Rep. WCRP-84, World Climate Research Program, Geneva, Switzerland.
- Sikka, D.R., et S. Gadgil, 1980: On the maximum cloud zone and the ITCZ over Indian longitudes during the southwest monsoon. *Mon. Weather Rev.*, 108, 1840-1853.
- Smith, N. R. (1995), An improved system for tropical ocean subsurface temperature analysis, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 12, 850-870.
- Smith, T.M., R.W. Reynolds, R.E. Livezey, et D.C. Stokes, 1996: Reconstruction of historical sea surface temperatures using empirical orthogonal functions. *J. Climate*, 9, 1403-1420.
- Smith, T.M., et R.W. Reynolds, 2004a: Improved Extended Reconstruction of SST (1854-1997). *J. Climate*, 17, 2466-2477.

- Smith, T.M., et R.W. Reynolds, 2004b: Reconstruction of monthly mean oceanic sea level pressure based on COADS and station data (1854-1997). *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, 21, 1272-1282.
- Spencer, H., R.T. Sutton, J.M. Slingo, M. Roberts et E. Black, 2005: Indian Ocean climate and dipole variability in Hadley Centre Coupled GCMs. *J. Climate*, 18, 2286-2307.
- Sperber, K.R., et T.N. Palmer, 1996: Interannual tropical rainfall variability in general circulation model simulations associated with the Atmospheric Model Intercomparison Project. *J. Climate*, 9, 2727-2750.
- Sperber, K.R., et Participating AMIP Modeling Group, 1999: Are revised models better models? A skill score assessment of regional interannual variability. *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1271-1274.
- Sperber, K.R., et Coauthors, 2001: Dynamical seasonal predictability of the Asian summer monsoon, *Mon. Weather Rev.*, 129, 2226-2248.
- Stern, W., and K. Miyakoda, 1995: Feasibility of seasonal forecasts inferred from multiple GCM simulations. *J. Climate*, 8, 1071- 1085.
- Terray, P., 1994: An evaluation of climatological data in the Indian ocean area. *J. Meteor. Soc. Japan*, 72, 359-386.
- Terray, P., 1995: Space/Time structure of monsoons interannual variability. *J. Climate*, 8, 2595-2619.
- Terray, P., 1998: Reply to Comments on Space-Time Structure of Monsoon Interannual Variability. *Journal of Climate*, 11, 3060-3063.
- Terray, P., 1999: Detecting Climatic Signals from Ship's Datasets. Proceedings of the International Workshop on Digitization and Preparation of Historical Surface Marine Data and Metadata, 15-17 September. 1997, Toledo, Spain; 83-88 p.; H.F. Diaz and S.D. Woodruff, Eds., WMO/TD-No.957, MMROA Report No. 43 (WMO publication).¹
- Terray, P., 2002 : Application of Weighted Empirical Orthogonal Function Analysis to ship's datasets. *Compte-Rendu de la IVème journée Statistique IPSL (Classification et Analyse spatiale)*. NAI n°23 (Note de l'IPSL) pp11-28. ISSN 1626-8334.²
- Terray, P., 2003a: Outlier Detection in Gridded Ship's Datasets. Proceedings of CLIMAR 99-WMO/NOAA/Environment Canada Workshop on Advances in Marine Climatology, 8-15 September, 1999, Vancouver, Canada). WMO/TD-No. 1062, pp. 257-265; JCOMM Technical Report No.10 (WMO publication).
- Terray, P., 2003b: Outlier Detection in Ship's Datasets. *Advances in the Applications of Marine Climatology - The Dynamic Part of the WMO Guide to the Applications of Marine Climatology*. WMO/TD-No. 1081 ; JCOMM Technical Report No.13 (WMO publication).¹
- Terray, P., 2005: ENSEMBLES periodic activity report (year 2005). WP5.2: Evaluation of processes and phenomena, Task 5.2.a (evaluation of climate variability and teleconnections in the project models: Tropics). pp. 94-96. Project no. GOCE-CT-2003-505539.³

¹ disponible à l'URL <http://www.wmo.ch/web/aom/marprog/Publications/publications.htm>

² disponible à l'URL <http://www.ipsl.jussieu.fr/documentation/NAI/Notes.htm>

³ disponible à l'URL <http://ensembles-eu.metoffice.com/secure/index.html>

- Terray, P., P. Delecluse, S. Labattu et L. Terray, 2003: Sea Surface Temperature Associations with the Late Indian Summer Monsoon. *Clim. Dyn.*, 21, 593-618, DOI : 10.1007/s00382-003-0354-0.
- Terray, P., E. Guilyardi, A.S. Fischer et P. Delecluse, 2005a: Dynamics of the Indian Monsoon and ENSO Relationships in the SINTEX global Coupled Model. *Clim. Dyn.* , 24, 145-168, DOI: 10.1007/s00382-004-0479-9.
- Terray, P., S. Dominiak et P. Delecluse, 2005b: Role of the southern Indian Ocean in the transitions of the monsoon-ENSO system during recent decades. *Clim. Dyn.*, 24, 169-195, DOI: 10.1007/s00382-004-0480-3.
- Terray, P. et S. Dominiak, 2005: Indian Ocean Sea Surface Temperature and El Niño-Southern Oscillation: A new perspective. *J. Climate*, 18, 1351-1368.
- Terray, P., F. Chauvin et H. Douville, 2006: Impact of southeast Indian Ocean Sea Surface Temperature anomalies on monsoon-ENSO-dipole variability in a coupled ocean-atmosphere model. *Clim. Dyn.*, DOI 10.1007/s00382-006-0192-y.
- Thapliyal, V., et M. Rajeevan, 2003: Updated operational models for long-range forecasts of Indian summer monsoon rainfall. *Mausam*, 54, 495-504.
- Tian, S.F., et T. Yasunari, 1992: Time and space structure of interannual variations in summer rainfall over China. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 585-596.
- Torrence, C., et P. Compo, 1998: A practical guide to Wavelet Analysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 61-78.
- Torrence, C., et P.J. Webster, 1999: Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system. *J. Climate*, 12, 2679-2690.
- Trenberth, K.E., 1997: The Definition of El Niño. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2771-2777.
- Trenberth, K.E., et Coauthors, 1998: Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *J. Geophys. Res.*, 103, 14291-14324.
- Trenberth, K.E., et J.W. Hurrell, 1994: Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Clim. Dyn.*, 9, 303-319.
- Turner, A.G, P.M. Inness et J.M. Slingo, 2005: The role of the basic state in the ENSO-monsoon relationship and implications for predictability. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 131, pp. 781-804.
- Ueda, H., et T. Yasunari, 1998: Role of warming over the Tibetan Plateau in early onset of the summer monsoon over the Bay of Bengal and the South China Sea. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 76, 1-12.
- Ueda, H., A. Iwai, K. Kuwako et M. Hori, 2006: Impact of anthropogenic forcing on the Asian summer monsoon as simulated by eight GCMs. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L06703, doi:10.1029/2005GL025336.
- Van Oldenborgh, G.J., et G.J. Burgers, 2005: Searching for decadal variations in ENSO precipitation teleconnections. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L15701, doi:10.1029/2005GL023110.
- Vernekar, A.D., J. Zhou, et J. Shukla, 1995: The effect of Eurasian snow cover on the Indian monsoon. *J. Climate*, 8, 248-266.

- Wacongne, S., et R.C. Pacanowski, 1996: Seasonal heat transport in the tropical Indian Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 2666-2699.
- Walker, G.T., 1924 : Correlation in seasonal variations of weather, IV. A further study of world weather. *Mem. Indian Meteorol. Dept.*, 24, 275-232.
- Wallace, J., et Coauthors, 1998: On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons. *J. Geophys. Res.* 103, 14241-14259.
- Wang, B., 1995: Interdecadal changes in El Niño onset in the last four decades. *J. Climate*, 8, 267-285.
- Wang, B., et Z. Fan, 1999: Choice of South Asian summer monsoon indices. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 629-638.
- Wang, B., et S.-I. An, 2001: Why the Properties of El Niño Changed during the Late 1970s. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3709-3712.
- Wang, B., R. Wu, et K.-M. Lau, 2001: Interannual Variability of the Asian Summer Monsoon: Contrasts between the Indian and the Western North Pacific–East Asian Monsoons. *J. Climate*, 14, 4073-4090.
- Wang, B., R. Wu, et T. Li, 2003: Atmosphere-Warm Ocean Interaction and its Impacts on Asian-Australian Monsoon Variation. *J. Climate*, 16, 1195-1211.
- Wang, B., I.-S. Kang et J.-Y. Lee, 2004: Ensemble simulations of Asian-Australian monsoon variability by 11 AGCMs. *J. Climate*, 17, 699-710.
- Wang, C., et J. Picaut, 2004 : Understanding ENSO physics-A review in *Earth's Climate : The Ocean-Atmosphere Interaction*. Geophysical Monograph 147, 21-48. American Geophysical Union. Edited by C. Wang, S.-P. Xie and J.A. Carton
- Wang, B., Q. Ding, X. Fu, I.S. Kang, K. Jin, J. Shukla et F. Doblas-Reyes, 2005: Fundamental challenge in simulation and prediction of summer monsoon rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L15711 doi: 10.1029/2005GL022734.
- Washington, W.M., R.M. Chervin et G.V. Rao, 1977 : Effects of a variety of Indian ocean surface temperature anomaly patterns on the summer monsoon circulation : Experiments with the NCAR general circulation model. *Pageoph.*, 115, 1335-1356.
- Weare, B., 1979: A statistical study of the relationships between ocean surface temperatures and the Indian monsoon. *J. Atmos. Sci.*, 36, 2279-2291.
- Webster, P.J., 2005 : Oceans and Monsoons in *The global monsoon system : research and forecast*. Edited by C.-P. Chang, B. Wang and N.C. Lau, chap. 17, pp. 253-298, WMO/TD No. 1266, WMO, Geneva.
- Webster, P.J., et S. Yang, 1992: Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 118, 877-926.
- Webster, P.J., et T.N. Palmer, 1997: The past and the future of El Niño. *Nature*, 390, 562-564.
- Webster, P.J., V.O. Magana, T.N. Palmer, J. Shukla, R.A. Thomas, M. Yanai et T. Yasunari, 1998: Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *J. Geophys Res*, 103(C7), 14,451-14,510.

- Webster P.J., A.M. Moore, J.P. Loschnigg et R.R. Leben, 1999: Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997-1998. *Nature*, 401, 356-360.
- Webster, P. J., C. Clark, G. Cherikova, J. Fasullo, W. Han, J. Loschnigg, et K. Sahami, 2003: "The Monsoon as a self-regulating coupled ocean-atmosphere system." in *Meteorology at the Millennium*. Academic Press, 198-219.
- Woodruff, S.D., H.F. Diaz, J.D. Elms, et S.J. Worley, 1998: COADS Release 2 data and metadata enhancements for improvements of marine surface flux fields. *Phys. Chem. Earth*, 23, 517-527.
- Wu, M.C., 1985: On the prediction of the Indian summer monsoon. *Pap. Meteor. Res.*, 8, 34-44.
- Wu, R., et B.P. Kirtman, 2003: On the impacts of the Indian summer monsoon on ENSO in a coupled GCM. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 129, 3439-3468.
- Wu, R., et B.P. Kirtman, 2004a: Impacts of the Indian Ocean on the Indian summer monsoon-ENSO relationship. *J. Climate*, 17, 3037-3054.
- Wu, R., et B.P. Kirtman, 2004b: Understanding the impact of the Indian Ocean on ENSO variability in a coupled GCM. *J. Climate*, 17, 4019-4031.
- Wu, R., et B.P. Kirtman, 2005: Roles of Indian and Pacific Ocean air-sea coupling in tropical atmospheric variability. *Clim. Dyn.*, 25, 155-170.
- Wyrtki, K., 1985: Water displacements in the Pacific and the genesis of El Niño cycles. *J. Geophys. Res.*, 90, 7129-7132.
- Xie, P., et P.A. Arkin, 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2539-2558.
- Xie, S.P., H. Annamalai, F.A. Schott et J.P. McCreary, 2002: Structure and Mechanisms of South Indian Ocean Climate Variability. *J. Climate*, 15, 864-878.
- Xue, Y., et Coauthors, 2004: Role of land surface processes in monsoon development: East Asia and West Africa. *J. Geophys. Res.*, 109, D03105, doi:10.1029/2003JD003556.
- Yamagata, T., et Coauthors, 2002: The Indian Ocean dipole: A physical entity. *Clivar Exch.*, 7 (2), 15-18.
- Yamazaki, K., 1988: Influence of sea surface temperature anomalies over the Indian ocean and Pacific ocean on the tropical atmospheric circulation: A numerical experiment. *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, 797-806.
- Yanai, M., C.F. Li et Z.S. Song, 1992: Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian Summer Monsoon. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 70, 319-351.
- Yasunari, T., 1979: Cloudiness fluctuation associated with the northern hemisphere summer monsoon. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 57, 227-242.
- Yasunari, T., 1985: Zonally propagating modes of the global east-west circulation associated with the Southern Oscillation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 1013-1029.
- Yasunari, T., 1989: A possible link of QBOs between the stratosphere, troposphere and sea surface temperature in the tropics. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 67, 483-493.

Yasunari, T., 1990: Impact of Indian monsoon on the coupled atmosphere/ocean system in the tropical Pacific. *Meteor. & Atmos. Phys.*, 44, 29-41.

Yasunari T., 1991: The monsoon year- A new concept of the climatic year in the tropics. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 72, 1331-1338.

Young, J.A., 1987: Physics of monsoons: The current view in *Monsoons*. J.S. Fein and P.L. Stephens Eds. John Wiley and Sons, 211-243.

Yu, J.-Y., S.-P. Weng, et J.D. Farrara, 2003: Ocean Roles in the TBO Transitions of the Indian-Australian Monsoon System. *J. Climate*, 16, 3072-3080.

Zhang, Y., J.M. Wallace et D.S. Battisti, 1997: ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *J. Climate*, 10, 1004-1020.

ANNEXES

Annexe A

Curriculum Vitae

ETAT CIVIL

TERRAY Pascal

Né le 2 Décembre 1961

Nationalité française

Vie maritale

Un enfant

DIPLOMES, QUALIFICATIONS, TITRES

1980 : Baccalauréat, série C.

1982 : DEUG de Géographie (PARIS 7).

1983 : Licence de Géographie (PARIS 7).

1985 : Maîtrise de Géographie (PARIS 7). Mention très bien.

1986 : DEA d'Analyse théorique et épistémologique en Géographie (PARIS 7). Mention très bien.

1992 : Diplôme de Doctorat d'Université en Analyse théorique et épistémologique en Géographie (PARIS 7).

TITRE :

Variabilité interannuelle de la mousson indienne d'été et prévisibilité à longue échéance des pluies en Inde.

Cette thèse a été soutenue le 9/01/1992 à l'Université PARIS VII, sous la direction du Professeur O. Dollfus et du Dr. D.L. Cadet, avec la mention très honorable et les félicitations du jury à l'unanimité.

ACTIVITES DE RECHERCHE ET D'ENSEIGNEMENT

1986-1987 : Chargé de TD au Département de Géographie de l'Université PARIS 7.

1987-1989 : Allocataire de recherche (allocation MRT) à PARIS 7. Ces travaux ont donné lieu à la présentation en janvier 1992, d'une Thèse de Doctorat (nouveau régime) de l'Université PARIS 7 (Discipline Géographie).

Le but de cette recherche est de préciser l'extension spatiale et la période des variations pluviométriques de la mousson indienne d'été et de rechercher les mécanismes à l'origine de ces variations, afin d'établir les bases permettant leur prévision statistique.

Cette recherche a été réalisée au sein de l'équipe du Dr. D.L. Cadet au Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) du CNRS. (Ecole Polytechnique-Palaiseau).

1987 : Mission en Inde (3 mois) dans le cadre des activités de recherche (collecte des données) en 1987, grâce à l'obtention d'une bourse "Jeune chercheur".

1991-1992 : Chercheur contractuel (niveau chargé de recherche de 2^{ème} classe) de l'Institut National de la Recherche Agronomique (INRA) en poste à l'Institut National de la Statistique et des Etudes Economiques (INSEE; Division Agriculture).

Cette recherche a consisté à bâtir un outil (logiciel) de classification automatique permettant de créer des zonages sur l'agriculture et l'espace rural français pour la réalisation d'études et la production de statistiques.

1993-1994 : Japan Society for the Promotion of Science (JSPS) research fellow à l'Institut de Géoscience de l'Université de Tsukuba (Japon) sous la direction du Professeur T. Yasunari, l'un des leaders mondiaux de la recherche sur la mousson asiatique.

Cette recherche fait partie du programme TOGA ("Tropical Ocean and Global Atmosphere") de l'Organisation Météorologique Mondiale. Elle tente de préciser les relations entre les phénomènes de la mousson indienne et des ENSO ("El Niño-Southern Oscillation") dans l'Océan Pacifique à l'échelle interannuelle et de mieux comprendre l'évolution basse fréquence de l'Océan Indien depuis le début de ce siècle.

1993 : Enseignement et nombreux séminaires de recherche à l'Institut de Géoscience de l'Université de Tsukuba (Japon).

1995-2003 : Maître de Conférences à l'UFR GHSS de l'Université Denis Diderot (Paris 7), discipline Géographie. Plus de 200 heures effectives de cours pendant l'année, de toute nature (CM, TD, TP) à tous niveaux (1^{er}, 2^{ième}, 3^{ième} cycles) en Géographie (Climatologie, Biogéographie, Statistique, Informatique, Cartographie).

1996-2006 : Membre permanent du Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Experimentation et Approche Numérique (LOCEAN, ex. LODYC) de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL) dans le groupe de modélisation numérique de la circulation océanique à grande échelle de Pascale Delecluse (groupe ECUME, 1996-2002) et de Gurvan Madec (groupe DYCOS, 2003-présent). Je suis maintenant aussi (à 50%) dans l'équipe VARTROP du LOCEAN/IPSL dirigé par Serge Janicot (DR2 IRD).

Mon activité au sein du LOCEAN/IPSL est à la fois transversale (interprétation conjointe d'observations spatiales in situ et de simulations océaniques, atmosphériques et couplées) et thématique (étude de la prévisibilité et de la variabilité tropicale aux échelles saisonnière à interannuelle).

2001-2003 : Accueil en délégation CNRS (ancienne section 12 du CNRS) au sein de l'équipe ECUME de Pascale Delecluse au LODYC ; durée trois ans.

2003-2006 : Accueil en détachement IRD (Commission CSS1, à un niveau chargé de recherche de 1^{ère} classe) au sein des équipes DYCOS (50%) et VARTROP (50%) du LOCEAN/IPSL.

LANGUES

Anglais : lu, parlé, écrit couramment

Japonais : notions élémentaires

Annexe B

*Développement logiciel: les logiciels **STATPACK** et **NCSTAT***

Un autre point fort de mon activité est le développement d'outils statistiques facilitant l'analyse des grands fichiers de données issus des observations ou des simulations numériques du climat.

L'analyse des simulations numériques du climat, des grands fichiers d'observations climatiques (fichiers d'observations-bateaux) et des bases de données satellitaires est une tâche de plus en plus lourde. En particulier, la croissance exponentielle des moyens de calcul s'est accompagnée d'une augmentation, elle aussi exponentielle, du volume des sorties numériques des simulations du climat. Paradoxalement, les moyens consacrés au développement d'outils d'analyse dans les laboratoires d'étude du climat français, mais aussi étrangers, sont souvent des plus restreints, car l'essentiel des efforts humains et financiers sont consacrés au développement des modèles. Ce problème nuit gravement à la valorisation des résultats dans le domaine de la recherche climatique, notamment en France.

Partant de ce constat, je me suis lancé dans l'écriture et la conception d'un logiciel complet d'analyse statistique adapté aux grands tableaux issus des bases de données météorologiques/océanographiques et des simulations numériques du climat dès mon séjour postdoctoral au Japon, il y a plus de dix ans maintenant. Cette offre logiciel s'organise actuellement en deux logiciels distincts mais complémentaires, STATPACK et NCSTAT. Cet ensemble de codes est souvent improprement, et globalement, appelé STATPACK dans la communauté « climat » française. L'ambition de ces logiciels est de fournir un outil souple et maîtrisable de traitement statistique des données climatiques en tenant compte de leurs spécificités propres (grilles irrégulières des modèles numériques, données manquantes et/ou partiellement échantillonnées, volumes de données énormes, etc.). Le fil conducteur de ces logiciels est d'obtenir des programmes fonctionnant rapidement (calcul parallèle) et dont les sorties sont facilement interprétables en tenant compte de ces spécificités.

Ce travail m'a conduit à écrire environ 160 000 lignes en langage FORTRAN 90 (dont 40 % de commentaires) réparties en plusieurs centaines de sous-programmes. Cette écriture m'a amené à résoudre des problèmes purement statistiques (choix des méthodes, conception d'outils d'aide à l'interprétation des résultats, tests de significativité des résultats, etc.), des problèmes d'analyse numérique (choix et conception d'algorithmes pour les calculs névralgiques comme la décomposition en vecteurs et valeurs propres d'une matrice symétrique ou la décomposition aux valeurs singulières d'une matrice quelconque qui forment le noyau numérique de nombreuses techniques statistiques fréquemment employées en géophysique), et des problèmes purement informatiques (organisation du logiciel en modules FORTRAN 90, organisation et gestion de la mémoire pour l'analyse des grands tableaux, parallélisation du code avec le standard OPENMP¹, portage du code sur différentes plates-formes, lecture des données géophysiques et écriture des résultats statistiques au format NETCDF²). Dans les limites raisonnables de cette annexe, je ne peux présenter en détail l'ensemble de ce travail qui a débuté il y a plus de quinze ans.

Le logiciel STATPACK contient toutes les briques élémentaires nécessaires à la construction rapide d'applications statistiques dans un environnement harmonisé, parallèle et portable (modules d'algèbre linéaire, de transformées de Fourier, de calculs de probabilité, d'analyses statistiques univariées et multivariées, de tests statistiques de type bootstrap et Monte Carlo, de gestion des dates ou des chaînes de caractères, etc.). Son organisation en modules FORTRAN 90, un système complet de makefiles, un ensemble étendu de fichiers tests et d'exemples en font un système portable, fiable, ouvert et facilement extensible (intégration de nouveaux modules). La batterie de tests inclus dans STATPACK est par ailleurs un outil performant pour tester les compilateurs FORTRAN et a permis

¹ voir l'URL <http://www.openmp.org/>

² voir l'URL <http://www.unidata.ucar.edu/software/netcdf/>

de découvrir des « bugs » dans de nombreux compilateurs (PGI, XLF, ABSOFT, compilateurs de la NEC à l'IDRIS, etc.).

Le logiciel NCSTAT assure une interface aisée aux utilisateurs en s'appuyant d'une part sur le logiciel STATPACK pour les calculs névralgiques, la gestion des dates et des chaînes de caractères, et d'autre part sur la librairie NETCDF pour les entrées/sorties. Rappelons que le format NETCDF est devenu le format standard de stockage des données climatiques et constitue le format « classique » utilisé pour les entrées/sorties des modèles de climat français et internationaux (voir par exemple le site Web³ du PCMDI aux USA où sont accessibles les simulations climatiques réalisées pour le 4^{ème} rapport du GIEC). Les utilitaires NCSTAT acceptent en entrée des fichiers de données au format NETCDF et fournissent en sortie les résultats d'analyses statistiques sous forme de fichiers NETCDF qui peuvent ensuite être lus et utilisés par d'autres utilitaires NCSTAT et/ou des logiciels graphiques standards (Ferret, Grads, IDL, etc.). Les différents utilitaires NCSTAT sont en effet harmonisés entre eux et permettent de réaliser des analyses statistiques sophistiquées (corrélation, analyse composite, régression, EOFs, SVDs, tests statistiques variés de type classique ou bootstrap, etc.) par combinaisons de différents utilitaires. Les utilitaires NCSTAT sont directement appelables à la ligne de commande d'un « shell » UNIX. Les utilitaires NCSTAT fonctionnent donc comme ceux du célèbre logiciel NCO (voir la page Web⁴ de ce logiciel), mais effectuent des opérations beaucoup plus sophistiquées. Le logiciel NCSTAT intègre par ailleurs les fonctionnalités nécessaires à la gestion des grilles irrégulières ou déstructurées des modèles de circulations atmosphérique et océanique français (grilles réduites du modèle ARPEGE, grilles irrégulières avec des points doubles du modèle OPA, etc.) et à la parallélisation de la lecture des fichiers NETCDF (grâce à OPENMP dans la version 2 de NCSTAT uniquement). Les utilitaires inclus dans NCSTAT sont donc particulièrement bien adaptés aux grands tableaux de données issus des modèles de climat. Ils constituent bien souvent la solution de choix (et parfois l'unique solution à l'heure actuelle selon la taille des fichiers) pour le traitement statistique sophistiqué des grands volumes de données climatiques (données journalières, sorties de modèles à haute résolution ou zoomés). Les utilitaires de la version 1 de NCSTAT sont documentés sur un site Web⁵ maintenu par Eric Maisonnave (CERFACS) qui participe activement au développement du logiciel NCSTAT depuis quelques années avec moi.

Au cours de la période 2003-2006, les interactions entre les différents groupes participant au programme national VIMA (LOCEAN/IPSL, CERFACS, CNRM/Météo-France et LMD/IPSL), que j'ai coordonné, se sont aussi développées en matière de coopération technique. J'ai, en particulier, établi avec le CERFACS (Eric Maisonnave, Laurent Terray, etc.) une collaboration forte et pérenne pour l'élaboration d'outils d'analyse statistique adaptés aux données climatiques et aux simulations numériques. Concrètement, cette collaboration a permis d'étendre le nombre et la portabilité des utilitaires statistiques que j'avais initialement développés. Les logiciels STATPACK et NCSTAT tournent maintenant sur la plupart des plates-formes disponibles des calculateurs vectoriels et/ou parallèles aux micro-ordinateurs (Apple OSX, IBM AIX, COMPAQ, NEC Super UX, CRAY, SGI IRIX, Sun Solaris, etc.) et ont de très bonnes performances en matière de temps de calcul et de gestion de la mémoire grâce à une optimisation très poussée.

Les versions 1.1 de STATPACK et 1 de NCSTAT ont été fournies aux participants à VIMA (CERFACS, CNRM et LMD). Ils semblent donner entièrement satisfaction aussi bien du point de vue de la facilité d'emploi, de la rapidité, que de l'interprétation des résultats. Par ailleurs, le CNRM/Météo France contribue maintenant aussi à enrichir la palette des utilitaires disponibles dans NCSTAT (écriture d'un utilitaire de rotation d'axes pour les analyses en composantes principales et de covariance maximale par Mathieu Joly et Aurore Voldoire du CNRM/Météo France) ce qui démontre l'intérêt et l'utilité des logiciels STATPACK et NCSTAT pour l'ensemble de la communauté « climat » française.

³ à l'URL http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/about_ipcc.php

⁴ à l'URL <http://nco.sourceforge.net/>

⁵ à l'URL <http://www.cerfacs.fr/%7Emaisonna/Statpack/statpack.html>

Cette activité « logiciel » a finalement abouti à la constitution d'un réseau informel regroupant des chercheurs et des ingénieurs de différents laboratoires français (LOCEAN/IPSL, LMD/IPSL, CNRM/Météo-France, CERFACS) autour des logiciels STATPACK et NCSTAT. La constitution de ce réseau informel, dont je suis l'instigateur, a pour objectif de favoriser le partage et la mise en commun des outils et des développements relatifs au traitement statistique de l'information climatique dans la communauté « climat » française. Cette plateforme commune favorise les synergies entre modélisateurs et observateurs du climat, mais aussi entre physiciens et statisticiens et semble donner satisfaction aux différents groupes impliqués. Les logiciels STATPACK et NCSTAT sont maintenant utilisés d'une manière intensive par les différents partenaires VIMA (LOCEAN, CERFACS, CNRM et LMD) dans le cadre d'autres projets nationaux ou internationaux (IPCC, ESCRIME, AMMA, ACI DISCENDO, ANR DIVA, etc.).

Bien que les versions 1.1 et 1 des logiciels STATPACK et NCSTAT aient été distribuées aux différents groupes participant à VIMA, les codes de ces logiciels ne sont pas pour l'instant en accès libre, en raison du travail important de maintenance et d'aide aux utilisateurs que cela impliquerait et des problèmes relatifs au copyright de ces logiciels (ces logiciels n'ont pas encore fait l'objet d'un dépôt de brevet à l'Agence pour la Protection des Programmes). La version 2 des logiciels STATPACK et NCSTAT est en cours d'achèvement et fournira des fonctionnalités beaucoup plus étendues.

Annexe C

Enseignement et encadrement

Je suis actuellement maître de conférences en Géographie à l'Université Denis Diderot (Paris 7) où j'ai débuté mes fonctions en Septembre 1995, après mon stage postdoctoral à l'Université de Tsukuba au Japon (dans l'équipe du professeur T. Yasunari).

Pendant la période 1995-2001, j'ai assuré plus de 200 heures effectives de cours pendant l'année, de toute nature (cours magistraux, travaux dirigés, travaux pratiques), à tous niveaux (1^{er}, 2^{ème} et 3^{ème} cycles) et dans des disciplines extrêmement variées (climatologie, bioclimatologie, pédologie, monde rural, statistique, cartographie, informatique).

Au cours de la période 1995-2001, une grande partie de mes efforts se sont donc concentrés sur mon activité d'enseignant à l'Université Paris 7, sur la formation à l'étude du climat et sur l'apprentissage des statistiques et de l'informatique pour un public de géographes. Cette activité m'a conduit à écrire des guides de référence (en statistique, informatique et climatologie) et de nombreux documents pédagogiques à destination des étudiants de Paris 7 (distribués sous forme électronique ou de photocopiés). L'écriture et l'élaboration de ces documents représentent plus de 80 % du temps de travail et constituent l'un des points fondamentaux de mon activité sur la période 1995-2001, les écarter totalement donnerait une image très infidèle de mon activité et de mon goût pour le transfert des connaissances vers un public d'étudiants. Ces documents sont disponibles pour tous sur simple demande et restent toujours d'actualité. Citons, en particulier, trois documents d'intérêt général:

- **Les lois du temps et du climat** (112 pages) : ce cours est une introduction à la modélisation physique du climat. Il présente les notions de thermodynamique et de mécanique indispensables pour la compréhension du climat et du temps. Il est adapté à un public de climatologues (géographes). Ce cours sert de base à un livre sur la climatologie qui est en cours de rédaction.
- **Cours d'analyse des données multidimensionnelles** (100 pages) : l'analyse des données multidimensionnelles est maintenant d'un usage très fréquent en Géographie. Néanmoins, l'expérience montre que les bons manuels d'analyse des données destinés aux étudiants géographes sont peu nombreux ou épuisés. Ce cours vise à combler cette lacune.
- **Guide d'utilisation du système SAS** (123 pages) : à son origine (vers 1960) SAS signifiait "Statistical Analysis System" et ce logiciel était entièrement dédié au calcul statistique. Son utilisation actuelle déborde largement le calcul statistique, si bien que l'on peut parler de système SAS. Il s'agit d'un logiciel difficile d'emploi, mais surtout d'un standard en statistique, géographie, économie et sciences sociales. Sa connaissance constitue donc un "plus" pour tout étudiant en géographie visant une carrière en dehors de l'enseignement primaire ou secondaire. Ce guide, en français, est destiné à faciliter l'apprentissage de ce logiciel difficile que j'ai utilisé assidûment pendant ma thèse de Doctorat, mais aussi lors de mon séjour à l'INSEE (voir la section 5).

Au cours de la période 1995-2003, j'ai aussi participé à de nombreux DEAs (cours et jurys) de géographie parisiens, mais aussi provinciaux (DEA "Environnement: Temps, Espaces, Sociétés" (ETES), DEA "Interface Nature et Sociétés", DEAs "Climats et contraintes climatiques" et "Géosystèmes-Evolution-Environnement" de l'Université de Bourgogne, ...).

A partir de 1997, j'ai encadré ou coencadré de nombreux mémoires de maîtrise et de DEA (essentiellement en géographie). Citons, en particulier, dans le domaine de la climatologie:

* *"La variabilité interannuelle des pluies des moussons d'été asiatiques"*
Benjamin Sultan. Université Paris 7. stage de maîtrise Juin 1998.

* *"La date de démarrage des pluies de mousson estivale en Afrique de l'Ouest : caractérisation et première approche de prévision"*

Benjamin Sultan. Université Paris 7, DEA Environnement, Temps, Espace, Sociétés (ETES). Stage de DEA réalisé au LMD (Ecole Polytechnique, Palaiseau). Direction en collaboration avec Serge Janicot (LMD/IPSL). Juin 1999.

* *“Mousson, dipôle de l’Océan Indien et Oscillation Australe : Analyse d’un système climatique interactif”*

Sandie Labattu. Université Paris 7. stage de maîtrise réalisé au LODYC/IPSL. Juin 2001.

* *“Relations entre variabilité des pluies de mousson, fluctuations de la circulation atmosphérique au-dessus de l’Océan Indien et variations des températures océaniques”*

Pascal Oettli . Université Paris 7. stage de maîtrise réalisé au LODYC/IPSL. Septembre 2001.

* *“Influence de l’oscillation bisannuelle des vents stratosphériques sur les champs atmosphériques en région tropicale”*

Ingrid Jouve. Université Paris 7. stage de maîtrise réalisé au LMD (Ecole Polytechnique, Palaiseau). Juin 2001. Direction en collaboration avec Chantal Claud (LMD/IPSL).

* *“ Variabilité paléoclimatique antarctique :géochimie isotopique et analyses statistiques. Etude de cas : carotte de glace du dôme Salinger”*

Florent Noel . Université Paris 7. stage de maîtrise réalisé au LSCE/CEA. Juin 2001. Direction en collaboration avec Valérie Masson-Delmotte (LSCE/CEA) et Michel Stievenard (LSCE/CEA).

* *“Les systèmes convectifs nuageux et le bilan radiatif pendant les moussons indiennes d’été et d’hiver de l’Océan Indien”*

Samuel Louvet. Université Paris 7. stage de maîtrise réalisé au au LMD (Ecole Polytechnique, Palaiseau). Juin 2001. Direction en collaboration avec Rémy Roca (LMD/IPSL).

* *“ Rôle du Sud de l’Océan Indien dans la variabilité de la mousson indienne d’été”*

Sandie Labattu. Université de Bourgogne. Stage de DEA réalisé au LODYC/IPSL. Juin 2002.

* *“L’atmosphère des régions arctiques : comparaisons entre les analyses NCEP1 et NCEP2”*

Steve Micallef. Université d’Orsay. Stage de maîtrise d’ingénierie mathématique réalisé au LMD (Ecole Polytechnique, Palaiseau). Juin 2004. Direction en collaboration avec Chantal Claud (LMD/IPSL).

* *“El Nino et le cycle saisonnier : analyse des modèles couplés de l’IPCC AR4 »*

Claudi Sanchez Serrano. Stage d’élèves ingénieurs de l’ENSTA. Juin, 2006. Codirection avec Eric Guilyardi (LOCEAN/IPSL).

Ma double casquette d’enseignant et de chercheur en climatologie m’a ainsi permis d’initier et de favoriser l’insertion de nombreux étudiants géographes dans les laboratoires spécialisés dans l’étude du climat (LOCEAN/ISPL, LMD/ISPL, LSCE/IPSL). La plupart de ces étudiants ont ensuite effectué, ou effectuent maintenant, des thèses de Doctorat (financées) dans ces laboratoires (notamment Sébastien Dominiak sous ma direction; Samuel Louvet et Pascal Oettli qui finissent leur thèse sous la direction de Bernard Fontaine, au Centre de Recherches de Climatologie (UMR5080) de l’Université de Bourgogne). Certains ne l’ont pas fait, par choix personnel, alors que cette possibilité leur était offerte. Enfin, certains ont trouvé des postes permanents dans la recherche française, en particulier Benjamin Sultan qui est maintenant Chargé de Recherche à l’IRD. Ceci démontre que les géographes sont à même d’apporter leur contribution au côté des physiciens dans la compréhension des variations du système climatique de notre planète.

J’ai ainsi largement contribué au rapprochement des communautés des géographes (souvent concernés par les problèmes relatifs aux impacts du climat) et des physiciens (intéressés

essentiellement par les mécanismes physiques régulant le climat) à une époque où l'interdisciplinarité n'était pas du tout à la mode et constituait, au contraire, un handicap aussi bien dans le cursus d'un géographe que d'un physicien. Il n'est pas inutile de rappeler, dans ce contexte, que je suis devenu membre permanent du LODYC en 1996 et qu'à cette époque les études d'impacts sur la santé ou l'agriculture n'étaient absolument pas une priorité au sein du LODYC.

En tant que maître de conférences de l'Université Paris 7, et grâce à des dérogations de mon UFR, j'ai déjà encadré deux thèses de Doctorat (nouveau régime):

- Direction officielle (codirection avec Serge Janicot du LMD/IPSL) d'une thèse de Doctorat en géographie de l'Université Paris 7 sur la variabilité intrasaisonnière de la mousson africaine (date de démarrage et périodicités intrasaisonnières). (thèse de Benjamin Sultan au LMD/IPSL, soutenue en Décembre 2002). Cette thèse a été financée en partie par les programmes européens WAMP et PROMISE.

- Direction d'une thèse de Doctorat en géographie de l'Université Paris 7 sur l'étude du phénomène ENSO et de ses relations avec la mousson asiatique à travers l'analyse conjointe d'observations, de simulations couplées et dans le cadre du changement climatique dû à l'augmentation anthropique des gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Cette thèse a été financée dans le cadre des projets européens ENACT et ENSEMBLES (thèse de Sébastien Dominiak au LOCEAN/IPSL). Cette thèse doit être soutenue en 2006-2007.

Enfin, je codirige actuellement le travail postdoctoral de deux chercheurs:

- Dans le cadre du programme ENSEMBLES (WorkPackage1: développement du système de prévision ENSEMBLES), je codirige avec Jérôme Vialard le travail postdoctoral de Rettish Senan (postdoc indien, payé par ENSEMBLES) dont l'objectif est l'analyse fine des mécanismes mis en jeu dans la variabilité des événements "dipôle tropical" de l'océan Indien. La première partie du travail de R. Senan a consisté dans la construction d'un modèle d'atmosphère simple par analyse de covariance maximale (SVD) entre les flux de surfaces (tension de vent, flux de chaleur, évaporation moins précipitations) provenant des réanalyses (NCEP/NCAR, ERA40) et la variabilité de la TSO associée au dipôle. Ce modèle statistique d'atmosphère a ensuite été couplé au modèle océanique OPA. Ce modèle hybride est utilisé pour examiner la sensibilité des régimes du modèle couplé au coefficient du couplage (coefficient multiplicatif déterminant l'amplitude de la réponse en vents / flux à une anomalie de TSO donnée). Les logiciels STATPACK et NCSTAT décrits dans l'annexe B de ce document ont été utilisés par R. Senan pour construire la partie atmosphérique du modèle hybride.

- En collaboration avec Chantal Claud du LMD/IPSL (Ecole Polytechnique-Palaiseau), je m'intéresse aux relations entre l'oscillation bisannuelle troposphérique et la QBO des vents stratosphériques équatoriaux. Cette collaboration a abouti à une codirection de stages de maîtrise de géographie sur ces thèmes (voir ci-dessus). Elle s'est ensuite formalisée dans le cadre du programme national VIMA financé par le PNEDC sur la période 2002-2006 et a donné lieu à une publication (Claud et Terray, 2006). Elle se poursuit actuellement par la codirection du travail postdoctoral de Semeena Valiyaveetil Shamsudheen (chercheuse indienne qui vient de finir sa thèse au Max Planck Institute for Meteorology de Hambourg) portant sur l'étude des liens entre la mousson asiatique, le cycle solaire et l'Oscillation Arctique. Ces travaux sont financés par une bourse postdoctorale EGIDE obtenue via l'Ecole Polytechnique. Je codirige, avec C. Claud, ces études qui viennent de démarrer. Là encore, les logiciels STATPACK et NCSTAT, mentionnés dans l'annexe B de ce document, constituent les outils de base de l'étude.

Annexe D

Coordination, audience et animation scientifiques

IMPLICATION DANS DES PROJETS NATIONAUX ET INTERNATIONAUX

La plupart des résultats scientifiques décrits dans ce document ont été obtenus dans le cadre de programmes nationaux et internationaux reconnus :

- 1998-1999:** Participation au projet **PIROGUE** « *Analyse de la variabilité climatique et de sa prévisibilité dans les régions tropicales* » du Programme National d'Etude de la Dynamique du Climat (PNEDC) dans le cadre du groupe ECUME du LODYC.
- 2000-2001:** Participation au projet européen **SINTEX** (Scales Interaction Experiments; Navarra et al., 1997) du 5^{ème} PCRD dans le cadre du groupe ECUME du LODYC.
- 2000-2001 :** Participation au projet français **LOTI** “ *Rôle de l’océan Indien sur la variabilité climatique tropicale* ”, financé par le PNEDC. Le projet LOTI a pour objectif de déterminer l'impact de processus spécifiques à l'Océan Indien sur la prévisibilité saisonnière du climat dans les tropiques. Le faible nombre de chercheurs intéressés par la mousson indienne d'été dans LOTI m'a conduit à proposer et lancer le programme VIMA quelques années plus tard (voir ci-dessous).
- 2002-2003 :** Participation au projet européen **ENACT** (Enhanced Ocean Data Assimilation and Climate Prediction) du 5^{ème} PCRD dans le cadre du groupe ECUME du LODYC. Cette participation a permis de trouver un financement pour les deux premières années de la thèse (Université Paris 7) de Sébastien Dominiak (Etudiant en Géographie de Paris 7).
- 2002-2003:** Participation au projet franco-indien **MOTIVE** (Monsoon and the Tropical Intra-seasonal and Interannual Variations Experiment) du Centre Franco-Indien de Recherche sur l'Environnement (CEFIRE). L'objectif de MOTIVE est l'étude des mécanismes de la variabilité du système couplé océan-atmosphère aux échelles intrasaisonnières.
- 2002-2006:** Responsable du projet français **VIMA** “ *Variabilité Interannuelle de la Mousson Asiatique* ”, accepté en 2002 par le PNEDC et reconduit sur la période 2003-2006. Ce projet regroupe des scientifiques du LOCEAN/ISPL, du CERFACS, du CNRM/Météo-France et du LMD/ISPL.
Ce projet a pour objectif de contribuer à une meilleure compréhension et simulation des mécanismes mis en jeu dans la variabilité interannuelle de la mousson asiatique, en particulier du rôle des conditions de surface (température des océans, manteau neigeux sur l'Himalaya) et de l'oscillation quasi-bisannuelle des vents stratosphériques sur la qualité des pluies de mousson. Ce projet se veut complémentaire des projets LOTI (cf. ci-dessus) dont la thématique est centrée sur la variabilité intrasaisonnière et MOTIVE dont l'objet est l'étude des interactions d'échelle et l'amélioration de la coopération scientifique franco-indienne. Le programme VIMA a aussi fortement favorisé les synergies et le partage des outils statistiques (logiciels STATPACK et NCSTAT) entre le LOCEAN/ISPL, le CERFACS, le CNRM/Météo-France et le LMD/ISPL.
- 2005-2006:** Participation au projet européen **ENSEMBLES** (RT1 et RT5) du 6^{ème} PCRD. Cette participation a permis de trouver un financement pour la dernière année de thèse de Sébastien Dominiak (thèse de l'Université Paris7). Par ailleurs dans le cadre d'ENSEMBLES je codirige un postdoc indien (Rettish Senan) avec Jérôme Vialard (CR IRD du LOCEAN/IPSIL).
- 2004-2006:** Participation au projet "**MC²**: Modélisation Climat-Cycles" sur le changement climatique financé dans le cadre du Programme National/ACI FNS Risques Naturels et Changement Climatique (dirigé par Jean-Louis Dufresne et Pierre Friedlingstein de l'IPSIL).
- 2006-présent:** Participation au programme **DIVA** (« *Dynamic Interactions between Vegetation and Atmosphere. Is vegetation dynamic influencing modes of atmospheric variability ?* ») sur le rôle de la végétation dans le climat, financé sur la période 2006-2008 par l'Agence Nationale de la Recherche (ANR, programme non thématique) et dirigé par Nathalie de Noblet-Ducoudré.

L'objectif dans ce projet est d'initier un effort d'exploration systématique du rôle que joue la dynamique de la végétation sur la variabilité du climat. Les logiciels STATPACK et NCSTAT sont à nouveau utilisés.

2006-présent: Participation au projet **STT-Clim** (« Stratosphere impact on tropical climate») qui vient d'être financé sur la période 2006-2009 par l'Agence Nationale de la Recherche (programme Blanc) et qui est dirigé par Chantal Claud. L'objectif dans ce projet est d'initier un effort d'exploration systématique des interactions entre la stratosphère et la troposphère dans le contexte de la variabilité tropicale. Plus précisément, ce projet vise d'une part à caractériser et d'autre part à comprendre les liens entre la stratosphère et la circulation et les précipitations sur la région indo-pacifique, dans le but ultime d'arriver à une meilleure prévision saisonnière de la mousson. Les logiciels STATPACK et NCSTAT sont à nouveau utilisés.

2006-présent: Participation au projet **ESCRIME** (Etude des Scénarios Climatiques Réalisés à l'Ipsl et à Météo-france). Ce programme vise à fédérer les efforts et les analyses scientifiques de la communauté française dans le cadre du 4^{ème} rapport d'évaluation du GIEC et pour l'étude du changement climatique. L'objectif est ici d'étudier le problème de la variabilité interannuelle de la mousson asiatique et de l'océan Indien dans le cadre du réchauffement global et son contexte anthropique en utilisant les nombreuses simulations climatiques réalisées dans la communauté française et internationale pour le 4^{ème} rapport du GIEC. Une partie de ces travaux fait partie de la thèse de Sébastien Dominiak (Université Paris 7) que je dirige.

2006-présent: Participation au programme **MISSTERRE** (« Modélisation Intégrée du SyStème TERRE ») financé par le programme national Les Enveloppes Fluides et l'Environnement (LEFE) et dirigé par Pascale Braconnot et Serge Planton. L'objectif principal de ce projet est de rassembler l'ensemble des actions de modélisation du climat et de fournir les simulations de référence et les versions de modèles qui permettent d'assurer la contribution de la communauté française au GIEC et, au-delà, les recherches dans le domaine de l'étude de la variabilité climatique.

AUDIENCE NATIONALE ET INTERNATIONALE

- Direction du projet national VIMA (Variabilité Interannuelle de la Mousson Asiatique) soutenu et financé par le PNEDC sur la période 2002-2006. Le projet VIMA a regroupé des scientifiques du LOCEAN/IPSL, CERFACS, CNRM/Météo-France, LMD/IPSL.

- Expert pour l'évaluation de projets soumis à la NOAA (NOAA's Office of Global Programs, Climate Variability and Predictability Program, USA), à la Commission Européenne (Bruxelles), au PNEDC (Programme National d'Etude Du Climat) et à LEFE (programme national « Les Enveloppes Fluides et l'Environnement »).

- Relecteur (« Reviewer ») pour de nombreuses revues internationales de rang A sur le climat (Journal of Climate, Climate Dynamics, Geophysical Research Letters, Journal of the Meteorological Society of Japan, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, International Journal of Climatology, Atmosphere-Ocean).

- Conférencier invité dans de nombreux symposiums internationaux (voir l'annexe F «*Liste des publications et communications*»).

- Animation du réseau informel autour des logiciels STATPACK et NCSTAT, dont l'utilisation s'amplifie dans la communauté française.

ANIMATION ET ADMINISTRATION DE LA RECHERCHE

- Membre élu du conseil de laboratoire du LOCEAN/IPSL.

- Membre titulaire des commissions de spécialistes (discipline Géographie) de l'Université Paris 7 (1999-2002) et de l'Université de Bourgogne (2000-2002).

VULGARISATION SCIENTIFIQUE

- « Les variations climatiques : un enjeu vital pour les régions tropicales » . Intervention au bar des Sciences du VILLAGE DES SCIENCES- JARDINS du Luxembourg, 15 Octobre 2006.

Annexe E

Travaux statistiques sur le monde rural et agricole

A partir de 1991 et avant la soutenance officielle de ma thèse de Doctorat (voir annexe A), j'ai occupé un poste de chercheur contractuel (niveau chargé de recherche de 2^{ème} classe) à l'Institut National de la Recherche Agronomique (INRA) pendant deux ans. Bien qu'étant payé par l'INRA, j'étais en poste au sein de la division "agriculture" de la Direction Générale de l'Institut National de la Statistique et des Etudes Economiques (INSEE) à Paris.

Cette recherche fondamentalement différente de mes autres travaux a consisté à bâtir un logiciel de classification automatique permettant de créer des zonages sur l'agriculture et l'espace rural français pour la réalisation d'études et la production de statistiques.

En préalable à la construction de l'outil de classification proprement dit, j'ai fait un état des lieux des zonages existants et de leurs utilisations, des outils de zonage déjà existants en France, mais aussi à l'étranger et j'ai procédé à une consultation des utilisateurs potentiels (ministères des finances, de l'agriculture, etc.). Cette première phase du travail a donné lieu à l'écriture de nombreux rapports internes à l'INSEE et l'INRA (non publiés), mais aussi à la publication d'un ouvrage de 224 pages dont je suis l'auteur et qui a été édité par l'INSEE (Terray, 1991).

Dans une deuxième phase, j'ai mis au point l'outil de zonages proprement dit, en utilisant les logiciels de statistiques SAS ("Statistical Analysis System" développé par une compagnie américaine) et d'analyse de données SPAD ("Système Portable pour l'Analyse des Données" développé par des statisticiens français) disponibles à l'INSEE. Concrètement, cela a consisté:

- 1) Dans le choix de méthodes de classification (nuées dynamiques, classification ascendante hiérarchique avec ou sans contrainte de contiguïté, choix des métriques, etc.) permettant l'agrégation d'unités géographiques (communes ou cantons) afin de constituer des entités homogènes pertinentes pour une problématique donnée.
- 2) Dans la création d'une banque de données extraites des sources statistiques existantes (recensements généraux de l'agriculture, recensements de la population, inventaire communal).
- 3) Dans la documentation de l'outil informatique proprement dit, pour que cet outil puisse être mis en oeuvre par d'autres utilisateurs et pour répondre à des demandes diverses.

Suite à ces travaux de recherche en tant que chercheur contractuel, l'INRA m'a proposé un poste de chercheur permanent en sciences sociales. J'ai cependant décliné cette offre, car je souhaitais revenir dans le monde de la recherche sur le climat. Ce que j'ai fait, en partant au Japon en 1993, pour effectuer mes travaux postdoctoraux dans l'équipe du professeur Tetsuzo Yasunari.

Ces deux années passées à l'INSEE m'ont permis de développer des compétences approfondies en analyse des données, en statistique inférentielle et en développement logiciel, au contact de grands statisticiens. J'ai aussi acquis durant cette période des compétences dans la mise en place et la gestion des bases de données, ainsi que dans la coordination d'un projet impliquant des équipes et des partenaires différents.

Annexe F

Liste complète des publications et conférences

ARTICLES DANS REVUES A COMITE DE LECTURE (CC) DE RANG A

- Terray P.**, 1994: An evaluation of climatological data in the Indian Ocean area. *Journal of The Meteorological Society of Japan*, Vol. **72**, 359-386.
- Terray P.**, 1995: Space/Time structure of monsoons interannual variability. *Journal of Climate*, Vol. **8**, 2595-2619.
- Terray P.**, 1998: Reply to Comments on Space-Time Structure of Monsoon Interannual Variability. *Journal of Climate*, Vol.**11**, 3060-3063.
- Terray P.**, P. Delecluse, S. Labattu et L. Terray, 2003□ Sea Surface Temperature Associations with the Late Indian Summer Monsoon. *Climate Dynamics*, vol. **21**, 593-618, DOI□10.1007/s00382-003-0354-0.
- Terray P.**, S. Dominiak et P. Delecluse, 2005□ Role of the southern Indian Ocean in the transitions of the monsoon-ENSO system during recent decades. *Climate Dynamics*, vol. **24**, 169-195, DOI: 10.1007/s00382-004-0480-3.
- Terray P.**, E. Guilyardi, A.S. Fischer et P. Delecluse, 2005□ Dynamics of Indian Monsoon and ENSO Relationships in the SINTEX global Coupled Model. *Climate Dynamics*, vol. **24**, 145-168, DOI: 10.1007/s00382-004-0479-9.
- Terray P.** et S. Dominiak, 2005□ Indian Ocean Sea Surface Temperature and El Niño-Southern Oscillation: A new perspective. *Journal of Climate*, Vol. **18**, 1351-1368.
- Fischer A.S., **P. Terray**, E. Guilyardi, S. Gualdi et P. Delecluse, 2005□ Two Independent Triggers for the Indian Ocean Dipole/Zonal Mode in a Coupled GCM. *Journal of Climate*, Vol. **18**, 3428–3449.
- Dominiak S. et **P. Terray**, 2005 : Improvement of ENSO prediction using a linear regression model with a southern Indian Ocean sea surface temperature predictor. *Geophysical Research Letters*, Vol. **32**, L18702, doi:10.1029/2005GL023153.
- Laurian, A., A. Lazar, G. Reverdin, K. Rodgers et **P. Terray**, 2006 : Propagation of salinity anomalies from the North Atlantic tropics and subtropics to the high latitudes. *Geophysical Research Letters*, Vol. **33**, L13603, doi:10.1029/2006GL026155.
- Terray P.**, F. Chauvin et H. Douville, 2006: Impact of southeast Indian Ocean Sea Surface Temperature anomalies on monsoon-ENSO-dipole variability in a coupled ocean-atmosphere model. *Climate Dynamics*, DOI□10.1007/s00382-006-0192-y.

Joly M., A. Voldoire, H. Douville, **P. Terray** et J.-F. Royer, 2006 □ African monsoon teleconnections with tropical SSTs in a set of IPCC4 coupled models. *Climate Dynamics*, sous presse.

Claud C. et **P. Terray**, 2006: Revisiting the possible links between the Quasi-Biennial Oscillation and the Indian summer monsoon using NCEP R-2 and CMAP fields. *Journal of Climate*, sous presse.

Claud C., B. Duchiron et **P. Terray**, 2006: Associations between large-scale atmospheric circulation and polar lows developments over the North Atlantic during winter. *Journal of Geophysical Research*, soumis.

ARTICLES DANS REVUES A COMITE DE LECTURE (WMO PUBLICATIONS, NON-CC)

Terray P., 1999: Detecting Climatic Signals from Ship's Datasets. Proceedings of the International Workshop on Digitization and Preparation of Historical Surface Marine Data and Metadata, 15-17 September. 1997, Toledo, Spain; 83-88 p.; H.F. Diaz and S.D. Woodruff, Eds., WMO/TD-No.957, MMROA Report No. 43 (publication de l'Organisation Météorologique Mondiale).¹

Terray P., 2003: Outlier Detection in Gridded Ship's Datasets. Proceedings of CLIMAR 99-WMO/NOAA/Environment Canada Workshop on Advances in Marine Climatology, 8-15 September, 1999, Vancouver, Canada). WMO/TD-No. 1062, pp. 257-265; JCOMM Technical Report No.10 (publication de l'Organisation Météorologique Mondiale).¹

OUVRAGES

Auteur d'ouvrage entier:

Terray P., 1991: Les zonages pour l'agriculture et l'espace rural. *Publication de l'INSEE*, n°E9108, INSEE, 224p..

Terray P., 1992: Variabilité interannuelle de la mousson indienne d'été et prévisibilité à longue échéance des pluies en Inde. Thèse de Doctorat. 2 vol., texte 243p. et figures 172p..

Auteur de chapitre:

Terray P., 2003: Outlier Detection in Ship's Datasets. In "Advances in the Applications of Marine Climatology - The Dynamic Part of the WMO Guide to the Applications of Marine Climatology". WMO/TD-No. 1081 □ JCOMM Technical Report No.13 (WMO publication, publication de l'Organisation Météorologique Mondiale).¹

¹ disponible à l'URL <http://www.wmo.ch/web/aom/marprog/Publications/publications.htm>

PUBLICATIONS DIVERSES

Terray P., 1993: Low-frequency oscillations of monsoon circulation anomalies. IAMAP.IHAS'93 extended abstracts, Section M1/M2-11, 221-224. Yokohama, Japan.

Terray P., 2002 : Application of Weighted Empirical Orthogonal Function Analysis to ship's datasets. Compte-Rendu de la IVème journée Statistique IPSL (Classification et Analyse spatiale). NAI n°23, pp. 11-28. ISSN 1626-8334.²

Terray P., P. Delecluse, S. Labattu et L. Terray, 2003 □ Sea Surface Temperature Associations with the Indian Summer Monsoon. EGS-AGU-EUG Joint Assembly 2003, April 6-11 2003, Nice (France). *Geophysical Research Abstracts*, **5**, 10982.

Dominiak S. et **P. Terray**, 2005 : Les températures de surface de l'océan Indien et l'Oscillation Australe: Une nouvelle perspective. Actes des Journées de climatologie 2005 de la Commission «Climat et Société» du Comité National Français de Géographie (CNFG).

Douville, H., et **P. Terray**, 2006: Réponse du cycle hydrologique aux forçages anthropiques: Que nous disent les dernières simulations du GIEC ?. Livre blanc de la recherche française (dans le cadre du projet ESCRIME), Sous-presse.

DOCUMENTS TECHNIQUES (INSEE)

P. Terray, 1992: Une synthèse sur MIRABEL. Note interne n°51/E022, Division Agriculture INSEE.

P. Terray, 1992: Projet de base de données agricoles communales. Note interne n°42/E021, Division Agriculture INSEE.

GUIDES DE REFERENCE (ENSEIGNEMENT UNIVERSITE PARIS 7)

P. Terray : Cours d'analyse des données multidimensionnelles. 100 pages.

P. Terray : Les lois du temps et du climat. 112 pages.

P. Terray : Initiation à UNIX. 23 pages.

P. Terray : Guide d'utilisation du système SAS. 123 pages

P. Terray : La géographie des climats. 9 pages

CONFERENCES NATIONALES ET INTERNATIONALES

- **Traitements cartographiques des données statistiques.** Terray P. "Ecole Chercheur" de l'INRA, 30 septembre/2 octobre 1991. La Londe les Maures (Var). **Presentation orale.**

² disponible à l'URL <http://www.ipsl.jussieu.fr/documentation/NAI/Notes.htm>

- **Low-frequency oscillations of monsoon circulation anomalies.** Terray P. IAMAP.IHAS'93 meeting, M1/M2-11, July 11-23, 1993. Yokohama, Japon. **Presentation orale.**

- **Detecting Climatic Signals from Ship's Datasets.** Terray P. International Workshop on "Digitization and Preparation of Historical Surface Marine Data and Metadata", septembre 15-17, 1997, Tolède, Espagne. Colloque organisé par la NOAA (Henry Diaz) et le UK Meteorological Office (David Parker). **Conférencier invité.**

- **Outlier Detection in Gridded Ship's Datasets.** Terray P. CLIMAR 99, WMO/NOAA/Environment Canada Workshop on Advances in Marine Climatology, September 8-15, 1999, Sheraton Wall Centre Hotel, Vancouver, Canada. **Conférencier invité.**

- **ENSO variability in the SINTEX coupled model** Terray P., E. Guilyardi, P. Delecluse. SINTEX Final Meeting. Rome, INGV headquarters, Italy, September 17-19, 2001. **Presentation orale.**

- **Monsoon and ENSO.** Terray P., S. Labattu, P. Oettli. Third International Workshop on Geography and Medicine. GEOMED'2001. Flahault, Viboud, Toubiana, Valleron (eds). Paris, October 17-19, 2001. **Presentation orale.**

- **Monsoons, ENSO, Indian Ocean Dipoles** an Interactive Tropical Climate. Terray P., S. Labattu, P. Oettli. Seminar of Reading University (Department of Meteorology), Reading, UK, October 23, 2001. **Presentation orale.**

- **Monsoons, Indian Ocean Dipoles** and ENSO: a Coupled and Interactive Tropical Climate. Terray P., S. Labattu, P. Oettli. The Symposium on the Ocean-Atmosphere Coupled Dynamics in the Indian Ocean, Tokyo Prince Hotel, Tokyo, Japan, December 17-18, 2001. **Presentation orale.**

- **The Intrinsic Variability of the Indian Ocean in a Constrained Coupled Climate Model.** A.S. Fischer, E. Guilyardi, P. Terray, J.P. Boulanger, P. Delecluse 2002 Ocean Sciences Meeting, Honolulu, Hawaii, USA, February 11-15, 2002. **Presentation orale.**

- **Extracting Climatic Signals from Ship's Datasets.** Terray P. IVème Journée statistique organisée par le groupe CLIMSTAT de l'IPSL. Paris, Jussieu, 8 Février 2002. **Presentation orale.**

- **Triggers for Tropical Indian Ocean Variability and Links to ENSO in a Constrained Coupled Climate Model.** A.S. Fischer, P. Delecluse, S. Gualdi, E. Guilyardi, P. Terray. AGU 2002 Fall Meeting, Moscone Center, San Francisco, California, December 6-10, 2002. **Presentation orale.**

- **Sea surface temperature associations with the Indian summer monsoon.** P. Terray; P. Delecluse; S. Labattu; L. Terray. EAE03-A-03455. EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Nice, France, April 2003. **Presentation orale.**

- **Indian Monsoon, Indian Ocean Dipoles and ENSO, a Coupled and Interactive Tropical Climate.** P. Terray, S. Labattu, P. Delecluse. Conference on Monsoon Environments□ Agricultural and Hydrological Impacts of Seasonal Variability and Climate Change. Miramare, Trieste, Italy, March 24-28, 2003. **Presentation orale.**
- **Triggers for Tropical Indian Ocean Variability and Links to ENSO in a Constrained Coupled Climate Model.** A.S. Fischer, P. Terray, E. Guilyardi, S. Gualdi, P. Delecluse. JSP02/04A/B20-003. The XXIII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG2003). Sapporo, Japan, June 30-July 11, 2003. **Conférencier invité.**
- **Weighted Empirical Orthogonal Function analysis□ Theory and examples.** P. Terray. CLIMAR-II, Second JCOMM Workshop on Advances in Marine Climatology. Brussels, Belgium, November 18-20, 2003. **Conférencier invité.**
- **Sea surface temperature forcing of the monsoon-ENSO system.** P. Terray, S. Dominiak, P. Delecluse. International Asian Monsoon Symposium (IAMS). East-West Center, University of Hawaii, Honolulu, HI 96822, USA. February 18-20, 2004. **Presentation orale.**
- **Role of the southern subtropical Indian Ocean in the transitions of the ENSO system.** S. Dominiak, P. Terray; P. Delecluse. EGU04-A-03913. EGU General Assembly, Nice, France, April 2004. **Poster.**
- **Indian Ocean Sea Surface Temperature and El Niño-Southern Oscillation: a new perspective.** P. Terray, S. Dominiak. The Third International Workshop on Monsoons (IWM-III), Hangzhou, China, November 2-6, 2004. **Presentation orale et Chairman.**
- **Les températures de surface de l'océan Indien et l'Oscillation Australe: Une nouvelle perspective.** S. Dominiak, P. Terray. Journées de climatologie de la Commission «Climat et Société» du Comité National Français de Géographie (CNFG), Centre de Recherches en Climatologie, Université de Bourgogne, Dijon, France, 17-19 Mars, 2005. **Presentation orale.**
- **Indian Ocean SST and ENSO: a new perspective.** P. Terray, S. Dominiak. IPSL/CGAM Workshop on tropical climate. CGAM, Department of Meteorology, University of Reading, Reading UK, May 26-27, 2005. **Presentation orale** (présentation disponible sur le site web du CGAM à l'URL□ <http://www.cgam.nerc.ac.uk/>).
- **Indian Monsoon, Indian Ocean Dipoles and ENSO.** P. Terray, F. Chauvin, S. Dominiak and H. Douville. The Asia Oceania Geosciences Society's 2nd annual Meeting (AOGS 2005), Suntec Singapore, Singapore, June 20-24 2005. **Conférencier invité et Chairman.**
- **Indian Monsoon, Indian Ocean Dipoles and ENSO.** P. Terray, F. Chauvin, S. Dominiak and H. Douville. 3rd Indo-French Workshop on Megha-Tropiques. ISRO-CNES Programme on Atmosphere, Climate Science and Oceanography, Space applications Centre, ISRO, Ahmedabad, India, October 17-20, 2005. **Presentation orale et Chairman.**
- **El Niño-monsoon teleconnections in IPCC AR4.** P. Terray,. El Nino in IPCC AR4 workshop, Paris, France, May 18-19, 2006. **Presentation orale .**

Annexe G

Sigles

AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Program
ANR	Agence Nationale pour la Recherche
ARPEGE	Action Recherche Petite Echelle Grande Echelle
CERFACS	Centre Européen de Recherche et de Formation en Calcul Scientifique
CMAP	CPC Merged Analysis of Precipitation
CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques
CNRS	Centre National de la Recherche Scientifique
COADS	Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set
CPC	Climate Prediction Center
EIMR	Extended Indian Monsoon Rainfall
ENSO	El Niño-Southern Oscillation
EOF	Empirical Orthogonal Function
ERSLP	Extended Reconstruction of global Sea Level Pressure
ERSST	Extended Reconstruction of global Sea Surface Temperature
ESCRIME	Etude des Scénarios Climatiques Réalisés à l’Ipsl et à METéo-france
GIEC	Groupe Intergouvernemental d’experts sur l’Evolution du Climat
IMI	Indian Monsoon Index
IMR	Indian Monsoon Rainfall
IOUS	Indian Ocean zonal wind shear index
IOVS	Indian Ocean meridional wind shear index
IOW	Indian Ocean Walker index
IPSL	Institut Pierre-Simon Laplace
JTE	Jet Tropical d’Est
LMD	Laboratoire de Météorologie Dynamique
LOCEAN	Laboratoire d’Océanographie - Expérimentation et Approches Numériques
LODYC	Laboratoire d’Océanographie Dynamique et de Climatologie
MPI	Max Planck Institute
NCAR	National Center of Atmospheric Research
NCEP	National Centers of Environmental Prediction
NOAA	National Ocean and Atmosphere Administration
NAO	North Atlantic Oscillation
OA	Oscillation Arctique
PCMDI	Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison
PDCNTRL	Present Day Control
PICNTRL	Pre-Industrial Control
PNEDC	Programme National d’Etude Du Climat
QBO	Quasi-Biennial Oscillation
SEOI	Sud-Est de l’Océan Indien
SINTEX	Scale INteraction EXperiment
SLP	Sea Level Pressure
SODA	Simple Ocean Data Assimilation analysis
STL	Seasonal-Trend decomposition procedure based on Loess
SVD	Singular Value Decomposition
TBO	Tropospheric Biennial Oscillation
TSO	Température de Surface de l’Océan
VIMA	Variabilité Interannuelle de la Mousson Asiatique
ZCIT	Zone de Convergence Inter Tropicale
ZCPS	Zone de Convergence du Pacifique Sud
20C3M	20 th Century Climate in Coupled Models