



Analyse du mécanisme de la mise en place de la mousson Africaine: dynamique régionale ou forçage de grande échelle?

Emmanouil Flaounas

► To cite this version:

Emmanouil Flaounas. Analyse du mécanisme de la mise en place de la mousson Africaine: dynamique régionale ou forçage de grande échelle?. Océan, Atmosphère. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2010. Français. NNT: . tel-00735618

HAL Id: tel-00735618

<https://theses.hal.science/tel-00735618>

Submitted on 26 Sep 2012

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

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

**THESE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE**

Spécialité: Physique de l'Atmosphère
École doctorale: Sciences de l'Environnement d'Île de France

Présentée par
Emmanouil Flaounas

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

**Analyse du mécanisme de la mise en place de la
mousson Africaine: dynamique régionale ou forçage de
grande échelle?**

Thèse soutenue le 25 Octobre 2010 devant le jury composé de:

Présidente:	Mme Laurence Picon
Rapporteur:	M. Hubert Gallée
Rapporteur:	M. Bernard Fontaine
Examinatrice:	Mme Françoise Guichard
Examineur:	M. Fabrice Chauvin
Examineur:	M. Rémy Roca
Directeur de thèse:	M. Serge Janicot
co-Directrice de thèse:	Mme Sophie Bastin

Remerciements

Cher Lecteur/ice

Le point de départ de cette thèse, c'est mon stage de Master 2 au LISA auprès d'Isabelle Coll. C'est elle que je tiens d'abord à remercier pour m'avoir initié au monde de la recherche en me transmettant la méthode, l'envie et en m'encadrant comme un collègue. Isabelle Coll qui m'a également beaucoup aidé dans la recherche d'une thèse en me mettant en contact avec Philippe Drobinski qui m'a présenté, à son tour, ceux qui deviendraient mes directeurs de thèse : Sophie Bastin et Serge Janicot. Un sujet sur la mousson Africaine? Pourquoi pas? Ça me semble intéressant...

Avec Sophie Bastin et Serge Janicot s'est instaurée une collaboration sincère, vivante, intéressante et surtout très agréable. Je ne les remercierai jamais assez pour toute l'énergie et le temps qu'ils ont dépensé pour m'offrir un encadrement efficace et une méthodologie remarquable, ainsi que pour avoir soutenu toutes les initiatives de ce travail.

Je suis particulièrement reconnaissant à Sophie, qui s'est attelée d'une immense patience au début de ma thèse pour m'apprendre la modélisation et les outils informatiques. Je la remercie infiniment pour ses remarques importantes sur la physique de l'atmosphère et sur mes résultats, me mettant en mesure d'approfondir la recherche. Un grand merci aussi de la part de la langue française qu'elle a défendu avec bravoure contre mes attaques barbares pendant la rédaction de ce manuscrit.

Un énorme merci à Serge qui s'est chargé de la partie « climat Africain ». J'ai frappé à sa porte plus que trois fois par jour pour chercher son conseil et ses commentaires sur les résultats. Même s'il avait quelques doutes sur ma « logique » d'approcher le climat Africain, il a toujours été là pour me guider et m'aider à arriver à la démonstration des résultats finaux. Je le remercie tout particulièrement pour les longues corrections des articles, sans lui ils n'auraient jamais été lisibles.

Plus que tout, Serge et Sophie m'ont montré la porte de la recherche, sans jamais l'ouvrir à ma place. Le plus grand merci, je le leur dois pour m'avoir généreusement donné tous les outils nécessaires à l'effraction de cette porte par mes propres moyens. Je crois que mon travail auprès de Serge Janicot et Sophie Bastin constituera la meilleure valise pour mon avenir dans la recherche.

Ensuite, je dois remercier Bernard Fontaine et Hubert Gallée pour avoir accepté de faire partie de ma commission de thèse et du jury. Ils ont indéniablement contribué au résultat final avec leurs remarques. Un grand merci également à Rémy Roca pour avoir accueilli mes questions aussi chaleureusement et pour la discussion des résultats. Merci beaucoup aussi à Hélène Brogniez qui a fourni des données sur les intrusions de masses d'air sec nécessaires pour l'aboutissement de la thèse. Enfin, je remercie les trois autres membres du jury, Laurence Picon, Fabrice Chauvin et Françoise Guichard pour l'intérêt qu'ils ont porté à ce travail.

Un grand pardon à Cyrille Flamant, car mes petites questions de cinq minutes donnaient en fin de compte lieu à des discussions d'une heure, mais aussi un grand merci parce que ces discussions m'ont été très précieuses. Un merci aussi à mon voisin de bureau, Christophe Lavaysse, qui a su, entre autres, démontrer que les murs du laboratoire ne sont pas insonorisés. Merci aussi à mon ami Remi Meynadier avec qui nous avons mieux compris la mousson par des échanges scientifiques très vivants. Enfin, un merci à Nicolas Vigaud pour nos échanges sur le modèle numérique étonnement très agréables.

Je remercie Myrtho Valari pour toutes nos discussions sur le pourquoi et le comment d'une thèse. Une pensée particulière pour mes amis Julien Gazeaux et Emmanuel Arzoumanian avec qui

nous avons partagé le poids du stress dans le cadre d'une amitié sincère.

Enfin, un grand merci à tous les membres du LATMOS. Je me sens chanceux et heureux d'avoir été aussi bien entouré. Ma thèse étant à présent finie, les connaissances scientifiques que j'ai acquises me semblent moins importantes que les expériences de collaboration et d'échange avec les personnes que j'ai rencontré pendant ces trois années.

Table des matières

Chapitre 1 Introduction.....	7
1.1 Contexte général et motivation.....	7
1.2 Organisation du manuscrit.....	9
Chapitre 2 La Mousson Africaine: Variabilité intra-saisonnière.....	11
2.1 Éléments du Climat régional.....	11
2.1.1 Le système de la mousson en Afrique de l'Ouest: cycle saisonnier	13
2.1.2 Interactions entre la surface continentale et la MAO.....	15
2.1.3 La température de la surface de la mer dans le golfe de Guinée.....	17
2.1.4 La température de la surface de la mer dans la Méditerranée.....	19
2.1.5 La dépression thermique Saharienne.....	19
2.1.6 La circulation dans la moyenne et haute troposphère.....	23
2.1.7 La convection profonde en Afrique de l'Ouest.....	25
2.1.8 Les ondes d'est Africaines.....	28
2.1.9 Les intrusions de masses d'air sec.....	28
2.1.10 Le transfert d'humidité en Afrique de l'Ouest.....	30
2.2 La mise en place de la Mousson de l'Afrique de l'Ouest.....	31
2.2.1 Le mécanisme de Sultan et Janicot (2003).....	33
2.2.2 Le mécanisme de Ramel et al. (2006).....	35
2.2.3 Le mécanisme de Hagos and Cook (2007).....	36
2.2.4 Autres mécanismes de la mise en place de la Mousson de l'Afrique de l'Ouest.....	37
2.3 Téléconnection entre la Mousson de l'Afrique de l'Ouest, la mousson Indienne et les latitudes moyennes.....	38
2.3.1 Téléconnection avec la mousson Indienne.....	38
2.3.2 Téléconnection avec les latitudes moyennes.....	41
2.4 Conclusion.....	43
Chapitre 3 Données et outils utilisés pour la recherche de la Mousson de l'Afrique de l'Ouest	47
3.1 Observations et analyses.....	47
3.1.1 Observations in situ dans le cadre du projet AMMA.....	47
3.1.2 Données OLR.....	47
3.1.3 Données de précipitation.....	48
3.1.4 Les analyses et ré-analyses des champs atmosphériques.....	48
3.2 La modélisation comme outil pour la recherche sur la Mousson de l'Afrique de l'Ouest.....	50
3.2.1 Le modèle WRF.....	51
3.2.2 Le modèle LMDz.....	51
3.2.3 Le modèle idéalisé advection – rétro-trajectoires.....	52
Chapitre 4 Évaluation de la capacité du modèle WRF à représenter la mise en place de la MAO en 2006.....	53

4.1 Résumé de l'article et mise dans le contexte de la thèse.....	53
4.2 L'article 1.....	55
Chapitre 5 La mise en place de la MAO en 2006: retour sur les mécanismes proposés par d'autres auteurs et élaboration d'un nouveau mécanisme.....	95
5.1 Résumé de l'article et mise dans le contexte de la thèse.....	95
5.2 L'article 2.....	96
5.3 Rôle de l'oscillation Madden-Julian (MJO) sur la mise en place de la MAO en 2006.....	149
Chapitre 6 Le guidage de la mise en place de la MAO par la convection en Inde.....	153
6.1 Résumé de l'article et mise dans le contexte de la thèse.....	153
6.2 L'article 3.....	154
Chapitre 7 Synthèse et perspectives.....	187
7.1 Synthèse des résultats.....	187
7.2 Perspectives.....	190
REFERENCES.....	193
Annexe.....	199

Chapitre 1 Introduction

1.1 Contexte général et motivation

L'Afrique de l'ouest est une région qui suscite un fort intérêt scientifique, en partie parce que la sécheresse au Sahel des années 70 à 90 constitue un des signaux inter-décennaux les plus forts observés sur la planète au 20ème siècle, mais aussi parce que la Mousson de l'Afrique de l'Ouest (MAO), qui présente une forte variabilité interannuelle et des cycles journaliers et saisonniers marqués, joue par ailleurs un rôle important dans le système climatique de notre planète. En effet, l'Afrique est une des principales sources d'énergie à l'origine de certains cyclones tropicaux initiés en été, et une source importante d'aérosols désertiques et de feux de biomasse dont le transport et les effets impactent le bilan énergétique global. La région présente également un grand intérêt quant à l'étude des systèmes convectifs - très nombreux pendant l'été – ainsi que du cycle de l'eau dans le système couplé océan-atmosphère-biosphère.

Sur le plan socio-économique, cette région figure parmi les plus pauvres du monde, et son développement et la survie de ses populations dépendent fortement du climat régional et de sa variabilité. Par exemple, la production agricole qui sécurise l'alimentation de la population, constitue en même temps l'élément dominant de l'économie régionale. Sultan et al. (2005) ont montré que la date climatologique de l'installation des pluies au Sahel est proche de la date optimale pour semer car le rendement des cultures dépend fortement des rythmes pluviométriques. Il est donc essentiel pour les populations locales de connaître précisément cette date. Récemment Sultan et al. (2010) ont d'ailleurs mis en évidence qu'une bonne prévision météorologique pouvait augmenter les revenus d'un agriculteur de l'ordre de 15%.

En termes de santé publique, plusieurs études font état des conséquences du climat sur les épidémies. Yaka et al. (2008) ont démontré qu'au Niger, 25% de la variabilité interannuelle de la population affectée par la méningite est lié au renforcement des vents du nord. Ce résultat est en accord avec l'étude de Thomson et al. (2006) qui ont travaillé sur la prévisibilité du déclenchement de la méningite en le liant avec les événements de transport de poussière désertique vers l'Afrique de l'Ouest. Un autre exemple de la sensibilité et de la complexité de l'interaction santé – climat a été discuté par Mbaye et al. (2009). Dans leur étude, il est montré que la précipitation pendant la période humide influence le niveau d'eau du fleuve Sénégal. Or, les eaux stagnantes, associées à des températures de l'air élevées, favorisent le déclenchement d'épidémie de paludisme du fait de la multiplication des moustiques.

L'analyse des processus atmosphériques (physiques et chimiques) constitue donc une nécessité tant pour une meilleure compréhension du climat global que pour l'amélioration des conditions de vie des populations locales. Actuellement, il reste des lacunes fondamentales dans notre connaissance du système couplé atmosphère-terre-

océan pour comprendre la dynamique et la variabilité de la MAO. D'un point de vue météorologique, la pluie au niveau des tropiques est majoritairement portée par la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT). La ZCIT se situe tout autour de la terre, entre les tropiques, et constitue une zone de convection profonde due à la convergence des vents alizés dans les basses couches. En été boréal, dans la région Afrique – Océan Atlantique, les alizés du sud envahissent l'Afrique de l'Ouest en formant la circulation associée aux moussons. Or, c'est le cycle intra-saisonnier de la propagation méridienne de la MAO qui joue le rôle principal de modulation de la précipitation dans la région du Sahel. Plus précisément, la variabilité intra-saisonniers de la ZCIT n'est pas progressive et c'est fin juin que la MAO présente un « saut » atteignant des latitudes plus au nord (Janicot et Sultan, 2000). Ce phénomène, connu comme la mise en place de la MAO, amène la ZCIT au dessus du Sahel et signale en même temps le début de la période humide pour la région. Les modèles et les ré-analyses récents, malgré leur constante progression dans la plupart des régions du globe du fait de l'assimilation d'observations, de l'amélioration de la physique et de l'augmentation des performances numériques, reproduisent encore mal les caractéristiques (telles que les cycles journalier, saisonnier et annuel) des précipitations sur l'Afrique de l'Ouest et l'Atlantique Tropical, et la prévision de la saison des pluies reste peu fiable (Janicot et al, 2010). Cela est dû aux moyens limités des services météorologiques locaux (réseaux d'observations incomplets, moyens informatiques et humains insuffisants) qui rendent le suivi de la MAO insatisfaisant, mais également à la complexité du système couplé encore mal intégré dans les systèmes de modélisation. En effet, même avec un grand nombre d'observations supplémentaires assimilées, Meynadier et al. (2010) ont montré dans une étude de cas pour l'année 2006 que plusieurs produits de ré-analyses ont mal représenté la mise en place de la MAO.

Le projet Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine (AMMA; Redelsperger et al, 2006), dans le cadre duquel s'est déroulée la présente thèse, vise d'une part à l'amélioration de la compréhension de la dynamique et de la variabilité de la MAO et de son influence sur le climat, et d'autre part à l'intégration de ces progrès dans les secteurs de la sécurité alimentaire, de la santé et des ressources en eau. Un effort important de déploiement de moyens d'observations a été réalisé afin de mieux comprendre le climat régional mais aussi d'améliorer la performance des modèles et de mieux identifier leurs points forts et faibles par une inter-comparaison constructive. L'aspect humain de ce projet sera abouti quand les résultats scientifiques seront intégrés dans la stratégie de ces pays pour leur développement. Ensuite en 2002, ce projet a fait avancer nos connaissances sur le climat de cette région et ses impacts. Trois conférences internationales ont eu lieu et de nombreuses études ont été publiées dans des journaux scientifiques (10 numéros spéciaux). Le comblement des déficiences du réseau d'observations a beaucoup contribué à ces résultats.

Les processus de mise en place de la MAO ont encore été peu examinés jusqu'à présent. Les travaux présentés dans cette thèse ont pour but d'évaluer les différents scénarios proposés précédemment, d'identifier le(s) mécanisme(s) à l'origine du saut de mousson et de fournir une description physique de son occurrence afin d'en améliorer la prévision pour le Sahel. L'été de l'année 2006 a été choisi comme référence car il correspond à la Période Spéciale des Observations d'AMMA pendant laquelle le réseau

d'observations a été densifié de manière très importante par rapport au réseau d'origine. L'approche scientifique choisie pour la question de la mise en place de la MAO repose principalement sur la modélisation régionale, mais la validation par les observations est omniprésente. Cette approche est décrite par la figure 1.1. Le modèle régional Weather Research and Forecasting (WRF) a été utilisé. Plusieurs simulations ont été effectuées en testant différentes paramétrisations physiques. Les simulations ont été validées par les mesures collectées pendant la campagne du projet AMMA afin de déterminer la configuration de WRF la plus performante pour notre étude et qui constituera notre simulation de référence. Ensuite, des tests de sensibilité ont été effectués, visant à l'évaluation des hypothèses scientifiques proposées par des études précédentes, mais aussi pour déterminer les facteurs les plus importants qui influencent la mise en place de la MAO. Finalement, un nouveau mécanisme est proposé, lequel a été validé par une étude climatologique plus large.

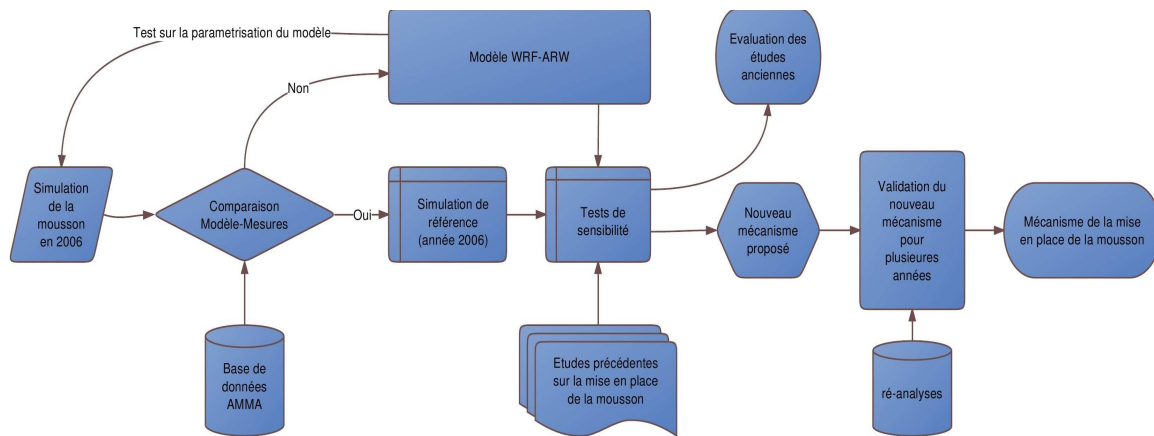


Figure 1.1 Schéma conceptuel de l'approche scientifique de cette thèse

1.2 Organisation du manuscrit

L'organisation du manuscrit suit les étapes réalisées depuis le début de la thèse.

- Chapitre 2: Ce chapitre est composé de trois parties. La première présente une introduction sur les éléments clés du climat régional et de la circulation synoptique. Ces notions seront ensuite utilisées pour la compréhension des mécanismes de la mise en place de la MAO. La deuxième partie comporte un historique détaillé des études déjà publiées sur ce phénomène et la troisième partie développe les mécanismes de téléconnection à plus grande échelle entre le climat Indien et Méditerranéen et le climat de l'Afrique de l'Ouest. Les problématiques scientifiques et les questions auxquelles cette thèse cherche à répondre sont développées dans la conclusion.

- Chapitre 3: Ce chapitre présente les outils et les données utilisés.
- Chapitre 4: Ce chapitre présente la première étape de cette recherche qui concerne l'évaluation du modèle WRF. La capacité du modèle à reproduire la circulation atmosphérique de la MAO en 2006 est testée par rapport aux différents schémas de couche limite atmosphérique et de convection. Les simulations sont comparées aux observations et aux analyses, et est identifiée la configuration du modèle WRF qui reproduit le mieux la mise en place de la MAO en 2006. Des explications sont données sur les raisons des performances des différents schémas.
- Chapitre 5: Ce chapitre analyse le mécanisme de la mise en place de la MAO en 2006 à l'aide du modèle WRF. WRF ayant été validé dans le chapitre précédent, plusieurs hypothèses sur le mécanisme de la mise en place de la MAO sont évaluées par des tests de sensibilité. Les résultats montrent que la période de transition qui précède l'initialisation des pluies au Sahel, de même que la mise en place de la ZCIT au dessus de la région sont peu sensibles aux éléments climatiques régionaux. En revanche, les conditions synoptiques de plus grande échelle sont dominantes pour assurer le saut de la convection profonde vers le nord. La phase de transition est fortement influencée par des intrusions de masses d'air sec qui subsident au dessus de la région de l'Afrique de l'Ouest en inhibant la convection.
- Chapitre 6: Ce chapitre généralise les résultats du chapitre précédent par le développement d'une étude climatologique sur la mise en place de la MAO. Le mécanisme détecté et soutenu par les résultats des simulations avec WRF pour l'année 2006 est évalué pour la période 1989–2008. En utilisant les ré-analyses les plus récentes ainsi que des simulations avec le modèle LMDz guidées sur l'Inde, il est démontré qu'une téléconnection entre la mousson Indienne et la MAO se produit juste après la mise en place de la première. Une onde de type Rossby déclenchée par la convection profonde au-dessus de l'Inde se propage vers l'ouest. Cette onde cause une organisation de la circulation atmosphérique qui d'une part favorise les intrusions de masses d'air sec au dessus de l'Afrique de l'Ouest dans les couches moyennes, i.e. imposant la phase de transition, et d'autre part favorise l'intensification du flux d'humidité vers le Sahel par la circulation de la mousson, i.e. la mise en place de la MAO.
- Chapitre 7: Ce chapitre présente la conclusion de la thèse ainsi que les perspectives.

Chapitre 2 La Mousson Africaine: Variabilité intra-saisonnière

Ce chapitre a pour objectif (i) d'introduire les éléments du climat régional importants, en focalisant sur leur cycle saisonnier, pour la compréhension de la mise en place de la MAO et (ii) de présenter les mécanismes déjà proposés dans de précédentes études sur l'occurrence de la mousson.

2.1 Éléments du Climat régional

L'orographie de la région de l'Afrique de l'Ouest est assez peu marquée (Fig. 2.1). En général, les terres ne dépassent pas les 500 mètres de hauteur sauf au nord où se trouvent les chaînes montagneuses de l'Atlas, du Hoggar - orientées du sud-est au nord-ouest - ainsi que le bassin formé par les montagnes Cameroun, Darfur, Tibesti et Air. En revanche, la dynamique de l'atmosphère au dessus de la région est assez complexe. L'introduction de l'édition spéciale sur AMMA (Lafore et al, 2010) fait une présentation générale de la circulation régionale de l'atmosphère pendant la saison d'été (Fig. 2.2). Les principaux constituants de ce système complexe sont décrits succinctement dans ce chapitre. Pour plus de détails, se référer à Lafore et al. (2010).

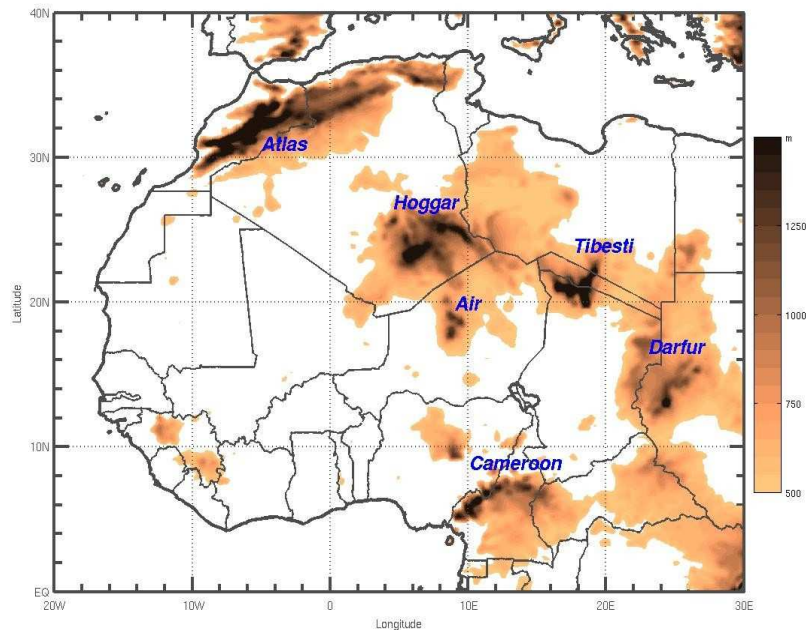


Figure 2.1 Orographie en Afrique de l'ouest

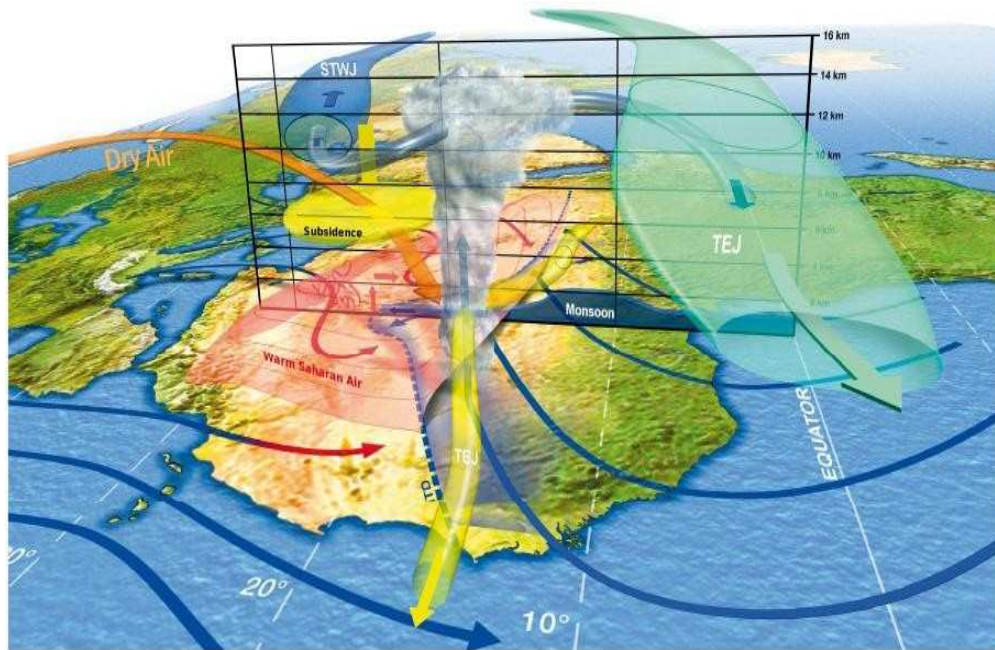


Figure 2.2 Schéma conceptuel de la dynamique de l'atmosphère pendant la période humide pour Sahel. (d'après Lafore et al, 2010; illustration: François Poulain)

La MAO (lignes de courant bleues) est le résultat d'un système de couplage océan-atmosphère-terre qui apporte à la région du Sahel durant l'été (approximativement de 10°N à 15°N) les précipitations nécessaires à la survie. Un élément qui caractérise la région est la dépression thermique du Sahara qui se trouve au dessus du désert (approximativement de 15°N à 30°N). Cette dépression thermique génère une circulation cyclonique qui conduit les vents de basses couches (la MAO au sud et l'Harmattan au nord; lignes de courant rouges) à converger dans la région du plateau situé entre l'Atlas et le massif du Hoggar. En raison des origines différentes de ces masses d'air (la MAO est froide et humide alors que l'Harmattan est chaud et sec), un front (Front Inter Tropical; FIT) similaire à ceux des latitudes moyennes est créé à proximité de la dépression thermique (ligne tiretée bleue).

Dans la troposphère moyenne, le Jet d'Est Africain (courant jaune; AEJ, d'après African Easterly Jet) provient de la baroclinie des basses couches de l'atmosphère et contribue au cisaillement du vent. Les perturbations de ce jet conduisent à la génération d'ondes d'Est Africaines renforçant la convection au Sahel et la cyclogénèse en Atlantique. Dans la haute troposphère, deux jets soufflent au dessus de la région: le Jet d'Est Tropical (courant vert; TEJ, d'après Tropical Easterly Jet) et le Jet d'Ouest Subtropical (courant bleu; WSJ, d'après West Subtropical Jet) dont l'existence est due aux gradients méridiens de température de grande échelle. Enfin, des perturbations atmosphériques de grande échelle résultent de la subsidence de masses d'air sec extra-tropical (courant orange) au dessus de la région qui peuvent inhiber la convection profonde au Sahel.

2.1.1 Le système de la mousson en Afrique de l'Ouest: cycle saisonnier

La mousson est un vent qui doit son existence au chauffage différentiel entre la terre et l'océan ce qui lui vaut d'être souvent comparée à une brise de mer d'échelle continentale. La mousson existe aux latitudes inter-tropicales et est définie par Ramage (1971) comme un vent formé par l'inversion des alizés d'au moins 120° entre janvier et juillet, avec une fréquence d'occurrence de plus de 40% et une vitesse qui dépasse 3 m s^{-1} pendant au moins un mois. Ainsi, la mousson est un vent soufflant dans les basses couches atmosphériques, d'origine maritime et qui affecte de manière significative les régions sur lesquelles elle souffle. Sa contribution à l'humidification de l'atmosphère continentale est très importante et plus précisément, en Afrique de l'Ouest, une des régions les plus sèches du globe. C'est la circulation de la mousson qui contrôle principalement les bilans d'eau et d'énergie de l'atmosphère à l'échelle régionale. Ainsi le système de la mousson génère le cycle des précipitations aux échelles saisonnière, intra-saisonnière et même diurne.

La MAO est constituée par la partie des vents alizés de l'hémisphère sud qui a pour origine l'anticyclone de Sainte Hélène et qui est déviée vers l'est au dessus du golfe de Guinée, en traversant l'Equateur, à cause de la force de Coriolis. La figure 2.3 présente une climatologie des années 1989-2008 des moyennes mensuelles de la circulation atmosphérique à 925 hPa (issue des ré-analyses ERA interim) et de la convection profonde. Le vent est représenté sous forme de lignes de courant tandis que la convection profonde est représentée par le rayonnement infrarouge sortant au sommet de l'atmosphère (dérivé de l'archive de NOAA sur l'Outgoing Longwave Radiation; OLR) dont les valeurs faibles sont un bon indice des événements convectifs. L'isotach zéro du vent zonal est également tracée en tirets rouges pour distinguer la MAO des alizés. En hiver (novembre, décembre, janvier), le bilan d'énergie terrestre conduit la ZCIT à être localisée à son extrême sud au dessus du golfe de Guinée à $3^\circ\text{N} - 5^\circ\text{N}$. Les alizés sud sont alors peu affectés par le chauffage de la côte de Guinée et ils ne sont pas déviés vers la terre. Ainsi, ils convergent avec les alizés du nord au dessus du golfe de Guinée. De mars à septembre, les alizés sud changent nettement de direction au passage de l'Equateur et l'intrusion de la MAO sur le continent augmente avec un maximum au mois d'août. La ZCIT suit la MAO et se propage aussi vers le nord. En conséquence, à partir du mois de Juillet, le maximum de précipitations se produit au dessus du Sahel (vers 10°N). La propagation de la MAO vers le nord est limitée par un autre vent des basses couches atmosphériques, l'Harmattan qui a son origine dans les régions désertiques du Sahara. Ce vent sec et chaud souffle dans la direction opposée à celle de la MAO et la convergence de ces 2 vents forme le FIT. La position du FIT est utilisée comme un indice de la latitude atteinte par la MAO. Il y a plusieurs critères pour détecter le FIT (Lafore et al. 2007). Sur la figure 2.3, le FIT est représenté par la partie nord de l'isotach zéro du vent zonal (critère dynamique). Finalement, à partir d'octobre, la MAO et la ZCIT reculent vers le sud.

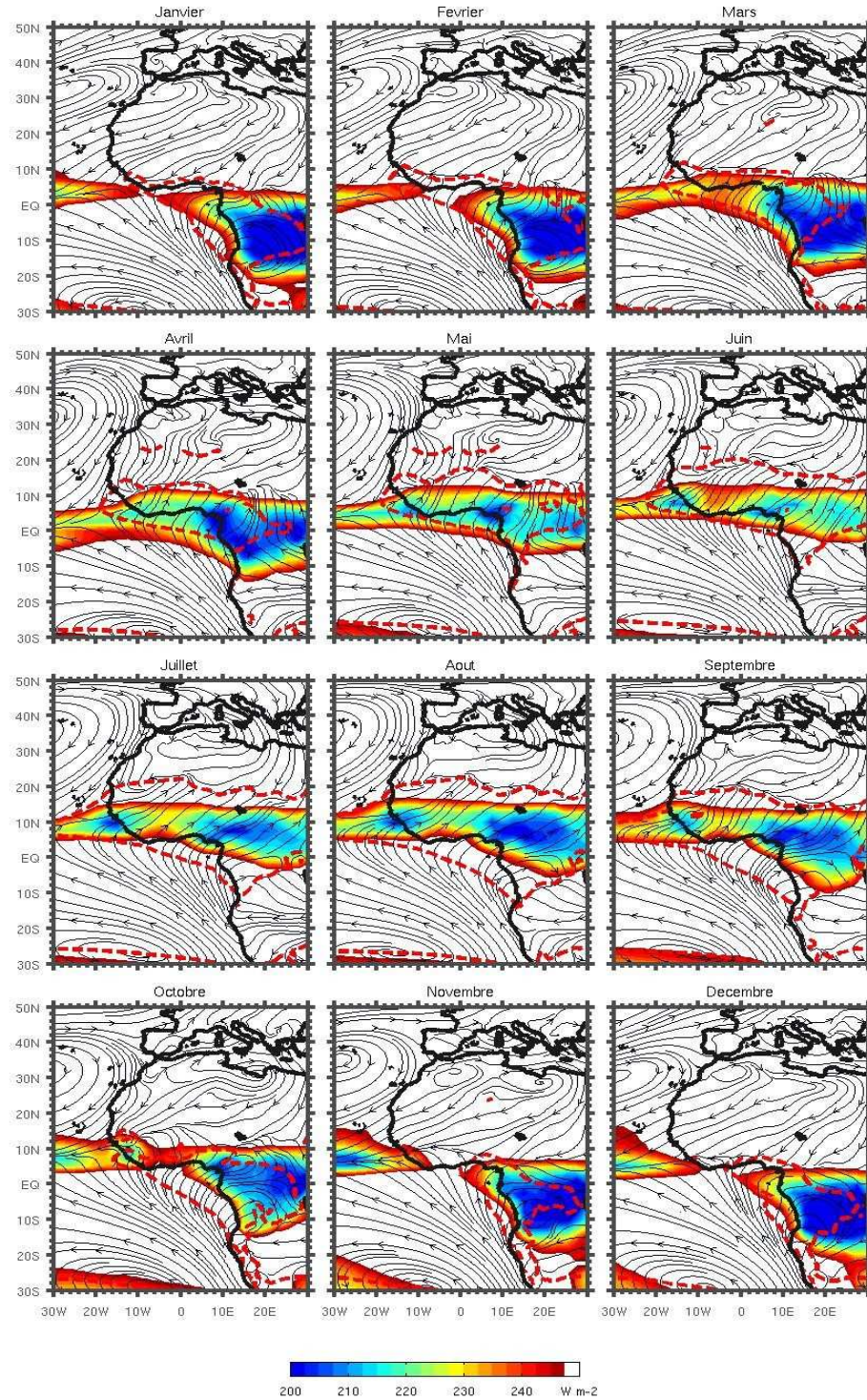


Figure.2.3 Moyennes mensuelles de la convection profonde (en couleur; $OLR < 250 \text{ W/m}^2$) et du vent à 925 hPa pour les années 1989 – 2008 (les données dérivent des re-analyses ERA interim et de l'archive de NOAA de l'OLR). Le contour rouge indique l'isotach zéro du vent zonal. (L'OLR et l'isoligne zéro du vent zonal sont supprimés au nord de 25°N)

2.1.2 Interactions entre la surface continentale et la MAO

La végétation au Sahel est très sensible à la variabilité des précipitations. Charney (1975) a relié l'albédo et la végétation à la sécheresse du Sahara et du Sahel. Dans cette étude, il est suggéré que la diminution de la végétation du Sahel cause l'augmentation de l'albédo de la surface ainsi que la subsidence de masses d'air en raison du refroidissement du sol. De plus, des expériences numériques ont confirmé que de fortes valeurs d'albédo au nord de la ZCIT entraînent une faible propagation de celle-ci vers le nord, et donc une diminution des précipitations au dessus du Sahel.

Philippon et al (2007) ont étudié la variabilité intra-saisonnière de la végétation en Afrique de l'Ouest pendant les années 1982–2002. Deux modes ont été identifiés et associés à la précipitation, l'OLR et la SST : 1) Le mode « Sahel » est lié à l'activité renforcée de photosynthèse pendant les mois d'août à septembre au Soudan et au Sahel. Ce mode est associé une SST froide dans l'Océan Pacifique de l'est et à la SST chaude dans la Méditerranée, ces distributions de SST renforçant également la ZCIT. 2) Le mode « dipôle » démontre des variances de la végétation opposées entre le Sahel et la côte de Guinée pendant l'été. En fonction de la région, les variances positives ou négatives sont respectivement liées à des anomalies positives ou négatives de la précipitation et de l'OLR.

Le cycle inter-saisonnier et inter-annuel de l'interaction entre le flux de chaleur de la surface et l'eau dans le sol et dans l'atmosphère a été étudié par Fontaine et al (2007) pour les années 1979–2001. Quatre phases de la propagation de la ZCIT ont été identifiées: début mars, mi-avril, mai et fin juin (la mise en place de la MAO). Ces phases semblent être sensibles à l'humidité du sol de l'année précédente. L'interaction entre ces phases est la suivante: des anomalies positives d'humidité au sol en mars entraînent une augmentation de l'humidité de l'atmosphère - ainsi que la convergence du flux d'humidité - et une diminution de l'albédo de la surface. Par conséquent, le rayonnement solaire net est renforcé à la surface mais la température de l'air dans les basses couches diminue. Le rayonnement net sur la surface augmente ainsi que le flux de chaleur vers l'atmosphère. De ce processus résulte le renforcement de l'Energie Statique Humide (Moist Static Energy; MSE) dans les basses couches ainsi que le renforcement de la circulation de la MAO.

En négligeant l'énergie cinétique, la MSE représente le totale de l'énergie d'une masse d'air, i.e. le totale d'énergie potentielle, chaleur latente et chaleur sensible. Ainsi, la MSE est une grandeur conservée lors des processus adiabatiques ainsi que lors la condensation. Dans la basse troposphère son module est équivalent à la valeur de la température potentielle équivalente (θ_e) et son transport dans les tropiques est principalement dû à la circulation de grande échelle comme celle de Hadley. La relation entre les conditions d'énergie en surface et la MAO a aussi été étudiée par Guichard et al. (2009) dans le cadre du projet AMMA. En utilisant des observations collectées dans la région du Sahel, les auteurs ont montré une relation entre les paramètres radiatifs et les variables thermodynamiques. Ainsi, en accord avec Fontaine et al. (2007), la température

de l'air à 2 mètres présente son maximum avant la période humide (pendant le mois du mai) à cause du maximum d'insolation au sommet de l'atmosphère et il est suivi par un maximum de θ_e , en août à cause du maximum de l'angle zénithal du soleil. A cause de la fluctuation saisonnière opposée de la température et de l'humidité dans les basses couches, l'augmentation des valeurs de θ_e est relativement faible jusqu'à ce qu'elles atteignent leur maximum en août. Cependant, elles présentent un « saut » au début de la période humide au Sahel.

En accord avec l'analyse dessus, Fontaine et al. (2002) donne une vision du système de la MAO basé sur le champ de la MSE pendant les années 1968–1998. Selon les résultats c'est en printemps que le gradient méridien de la MSE est le plus fort, maintenu par la chauffage (ou refroidissement) sensible. Ensuite, la propagation de la MAO vers le nord coïncide avec l'affaiblissement de ce gradient (aussi observé comme un « saut » de θ_e par Guichard et al, 2009). Plus précisément, il peut être suggéré que la distribution de la MSE au dessus de l'Afrique de l'Ouest est contrôlée par les précipitations et l'humidité au sol. Il est intéressant que pendant les mois qui précèdent la période humide du Sahel, les anomalies négatives de précipitations et d'humidité au sol peuvent entraîner un gradient de MSE plus fort que celui de la climatologie qui est par conséquent plus intensivement relaxé par la propagation de la MAO vers le nord.

La figure 2.4 met en évidence l'analyse dessus. Pendant la période avril–juillet, l'intrusion de la MAO dans le continent affaiblit le gradient méridien de la MSE, localisé sur la côte de Guinée en janvier (5°N) et au dessus de Sahel en août (10°N – 15°N). Cette intrusion est accompagnée par la diminution de MSE, d'humidité et de la température (Fig 2.4c et 2.4d). Il est très probable que la propagation de la MAO vers le nord est dû à l'installation de la langue d'eaux froides et à la dépression thermique au dessus du Sahara. Ces deux facteurs peuvent créer un gradient de pression méridien qui accélère la MAO (Fig. 2.4b), dont l'apport d'humidité au dessus du continent module le totale de la MSE (on peut observer la ressemblance entre la chaleur latente et MSE).

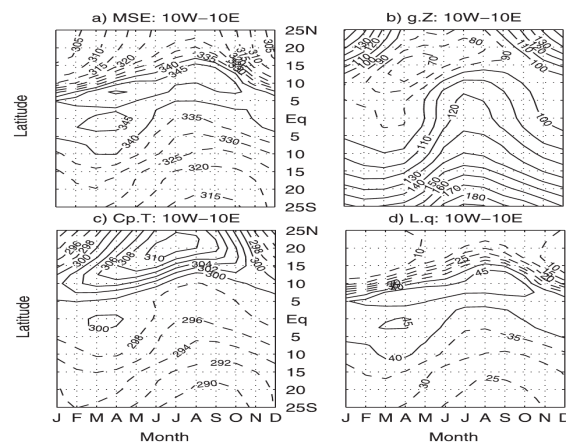


Figure 2.4 Évolution annuelle de la MSE à 1000 hPa moyennée entre 10° Ouest et 10° Est pendant les années 1968–2008, dérivée par les ré-analyses NCEP. (a) MSE (b) Energie potentielle (c) Chaleur Sensible (d) Chaleur latente. Toutes les valeurs sont exprimées en Kj Kg^{-1} et le seuil de 345 Kj Kg^{-1} représente de l'air relativement chaud ou humide (Fontaine et al 2002)

Gallee et al. (2004) ont mis en évidence l'importance du gradient méridien de la MSE sur le déplacement de la ZCIT vers le nord. Selon leurs étude sur l'année 1992, la MSE conduit la MAO et crée un environnement favorable pour la convection profonde au dessus du Sahel. Ainsi, la propagation de la MAO vers le nord est associée avec un gradient fort du MSE dans les basses couches, dont la convergence résulte dans le déclenchement de la convection au dessus du Sahel. La figure 2.5 montre la relation entre la MAO, la précipitation, la MSE, le vent et les chaleurs sensible et latente au Sahel. Le nord-sud gradient fort (faible) du vent méridien semble être le résultat d'un sud-nord gradient fort (faible) de MSE. En effet, sur la figure 2.5, le premier maximum du gradient de MSE se développe le 20 juillet suivi par le maximum du vent méridien du 23 au 25 juillet. Ensuite, le gradient méridien de la MSE conduit la vitesse du vent méridien ainsi que la précipitation à un maximum secondaire le 10 août. De manière générale, l'évolution de la précipitation semble être une conséquence de la convergence de MSE.

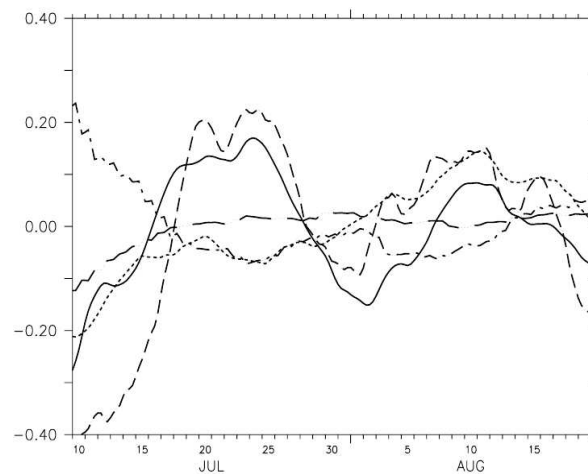


Figure 2.5 Variabilité temporelle de la précipitation (trait plein), de la chaleur sensible et latente (respectivement, en tireté-point et en tireté long), du gradient de MSE du nord au sud (en pointillés) et du vent méridien (en tireté court). Le vent méridien (V) est calculé par $V_{6^{\circ}\text{N}} - V_{14^{\circ}\text{N}}$. Les variables sont normalisées et moyennées entre 6°N et 14°N . (Gallee et al. 2004)

2.1.3 La température de la surface de la mer dans le golfe de Guinée

La température de la surface de la mer (Sea Surface Temperature; SST) dans le golfe de Guinée présente un cycle saisonnier. Plusieurs études ont analysé le lien entre la MAO et le contraste entre la SST et la température au niveau de la côte de Guinée (entre autres Mitchell et Wallace 1992; Li et Philander 1997; Gu et Adler, 2004, de Coëtlogon et al. 2010). D'après leurs résultats, du printemps à l'été, une langue d'eaux froides s'installe entre l'Equateur et la côte de Guinée et renforce le gradient méridien de la température à la surface. Cela provoque l'accélération de la MAO qui se déplace alors plus au nord. L'apparition de cette langue d'eaux froides est attribuée au processus de remontée des masses océaniques profondes et froides (« upwelling »), majoritairement dû aux vents superficiels. Ainsi, l'accélération de la MAO résulte d'une rétroaction positive de ce

système puisque cette accélération intensifie la remontée d'eaux froides venant intensifier elle-même la MAO qui se propage plus au nord. Le lien entre la SST, la vitesse du vent et la convection est un sujet complexe. Le refroidissement de la surface de la mer favorise la stratification des basses couches de l'atmosphère laquelle conduit à la diminution du mélange vertical et finalement à l'inhibition de convection et la déconnexion des vents superficiels par les vents plus forts au dessus de la couche limite atmosphérique. L'inverse est valable quand la SST augmente. La figure 2.6 montre le lien entre la tension de la MAO, la SST et les précipitations pendant les années 2000–2007. La SST froide dans le golfe de Guinée se forme à partir du mois de mai et coïncide avec de faibles valeurs du module de la tension du vent. Entre l'Equateur et 5°N, la MAO se renforce proportionnellement au refroidissement du golfe de Guinée, probablement à cause du gradient méridien de la pression de surface. Conformément à ce qui précède, la distribution de la précipitation semble suivre l'évolution des valeurs fortes de la SST. Ainsi, pendant la période avril–mai, la ZCIT est installée au dessus du golfe de Guinée où elle diminue en parallèle avec la baisse de la SST.

Les anomalies de précipitation dans la ZCIT par rapport à la SST du golfe de Guinée ont aussi fait l'objet des plusieurs études (Vizy et Cook, 2002; Messenger et al, 2004; Okumura et Xie 2004). Dans ces études, des expériences numériques ont montré qu'il y a une augmentation des précipitations au dessus de la côte de Guinée lorsque les modèles étaient forcés par des anomalies positives de la SST dans le golfe de Guinée.

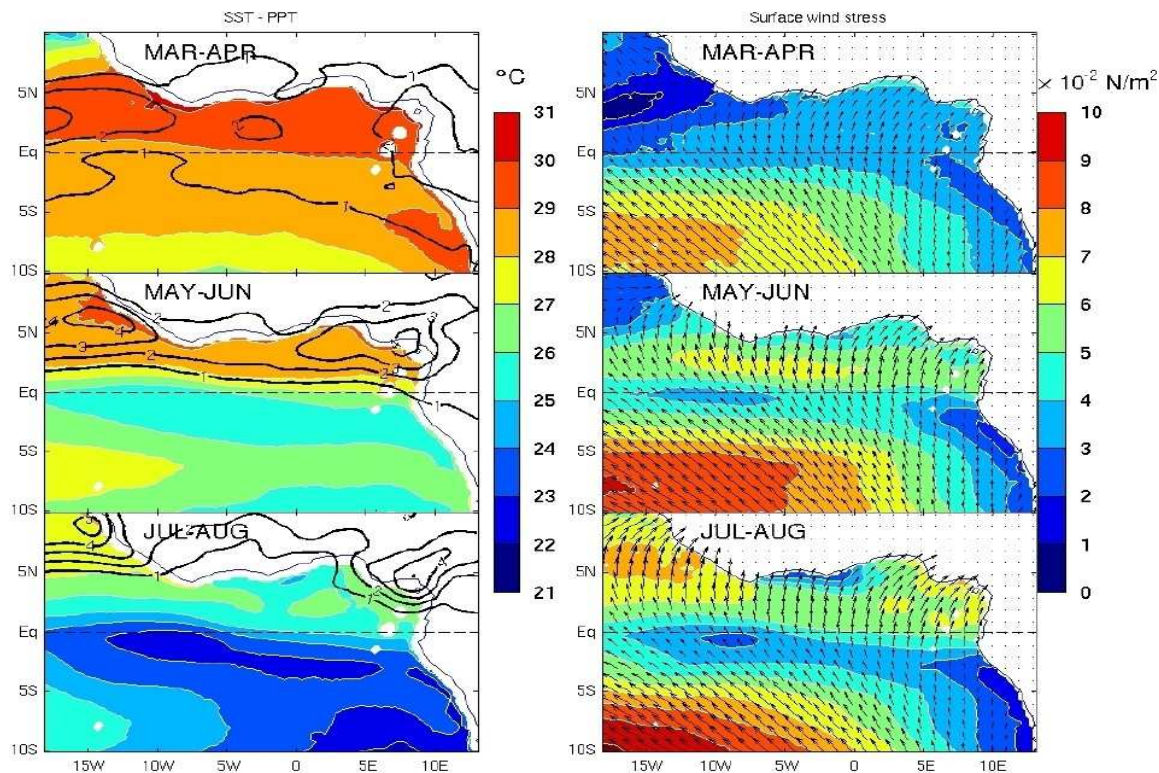


Figure 2.6 Moyennes mensuelles pour la période 2000 – 2007 de la SST (à gauche, en couleur; en °C), de la précipitation dérivée des observations par satellites (à gauche, en contours noirs, en mm/jour) et de la tension du vent (à droite, couleur pour le module et flèches) en surface (*de Coëtlogon et al 2010*).

2.1.4 La température de la surface de la mer dans la Méditerranée

La dynamique de l'atmosphère au dessus de la Méditerranée constitue le lieu d'interactions entre la MAO et les latitudes moyennes. Récemment, Peyrillé et Lafore (2007) ont développé un modèle idéalisé à deux dimensions pour reproduire le système de mousson en Afrique de l'Ouest. Leur étude révèle l'importance de la SST en Méditerranée. Durant le mois de juillet, le modèle nécessitait un forçage des valeurs de SST plus basses que celle de la climatologie pour bien reproduire la MAO. C'est notamment à cause du manque de transport d'humidité zonale ou du transport par les tourbillons au dessus du continent Africain qu'un forçage d'advection d'humidité externe au niveau de la Méditerranée était requis pour obtenir un régime de mousson réaliste en Afrique de l'Ouest.

Fontaine et al. (2009) ont étudié la relation entre la Méditerranée et la MAO à partir des observations et des modèles globaux. Les résultats montrent qu'une SST chaude dans la Méditerranée est associée à l'intensification de la MAO et le renforcement de la convergence de flux et des mouvements ascendants dans la ZCIT. En accord avec l'étude de Peyrillé et Lafore (2007), il a été montré qu'une SST chaude dans la Méditerranée entraîne le renforcement de l'advection d'humidité dans les basses couches et le déplacement de la ZCIT vers le nord. Il est également intéressant de relever que l'impact de la Méditerranée sur la MAO n'est pas homogène. La SST de la Méditerranée de l'ouest (est) semble avoir un impact plus fort sur la variabilité de la précipitation dans le golfe de Guinée (Sahel).

2.1.5 La dépression thermique Saharienne

En Afrique de l'Ouest et pendant toute l'année, une anomalie positive de température se forme en suivant le maximum de forçage solaire au niveau du sol. En été, cette anomalie est installée au dessus du désert du Sahara, entre les montagnes de l'Atlas et du Hoggar (Saharan Heat-Low; SHL). Thorncroft et Blackburn (1999) ont montré que la circulation atmosphérique dans les basses couches était fortement liée au SHL. La figure 2.7, extraite de Thorncroft et Blackburn (1999), montre les résultats d'une simulation idéalisée à deux dimensions dans laquelle le modèle est forcé par le champ de température de la surface similaire à celui de l'Afrique de l'Ouest. Le SHL est ainsi composé d'une couche chauffée qui peut atteindre l'altitude de 600 hPa avec deux circulations méridiennes qui renforcent la convection sèche (à cause du manque d'humidité dans cette région) au centre et qui induisent de la subsidence aux extrémités nord et sud de la zone chauffée. En coupe horizontale, le SHL impose une circulation cyclonique aux basses couches, ce qui a tendance à renforcer la MAO au sud et l'Harmattan au nord. Au sommet de la couche chauffée (environ 600 hPa) au contraire, la circulation est anti-cyclonique à cause de la divergence au sommet de la convection sèche.

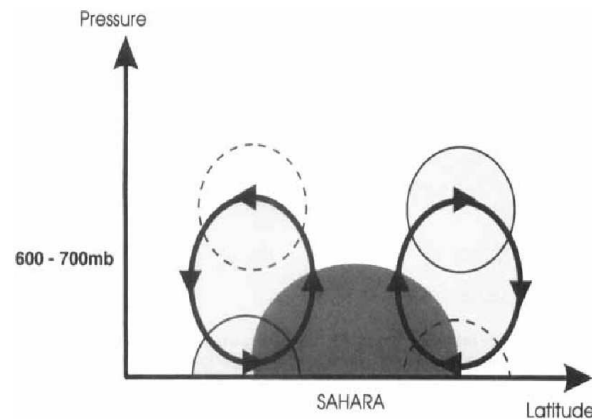


Figure 2.7 Illustration qui représente la réponse de la circulation atmosphérique au flux de chaleur sensible en surface. La zone noire représente la région chauffée, les flèches indiquent la circulation méridienne et les cercles pleins et tiretés la circulation zonale (trait plein pour le vent ouest et tireté pour le vent d'est). (Thorncroft et Blackburn M, 1999)

Lavaysse et al. (2009) ont étudié la climatologie du SHL en prenant comme critère l'épaisseur Géopotentielle (EG) entre 925 hPa et 700 hPa. L'EG est proportionnelle à la température moyenne entre ces deux couches, ce critère étant ainsi cohérent avec l'étude de Thorncroft et Blackburn (1999). La figure 2.8, extraite de Lavaysse et al. (2009), présente le cycle saisonnier de la localisation de l'EG. De janvier à février, l'EG est localisé au dessus de l'Afrique centrale, ayant aussi une branche zonale qui s'étend au dessus de la région Soudanaise. Au printemps, il se déplace vers le nord-ouest en s'installant au sud de l'Aïr. Pendant cette période, l'Harmattan est moins fort au dessus du Sahel et la MAO s'est déjà propagée vers le nord. La propagation du SHL vers le nord est associée au forçage radiatif lié au cycle solaire. Par contre, sa propagation vers l'ouest est plus complexe et probablement liée à l'effet d'une dépression générée en aval du plateau de l'Atlas-Hoggar, comme suggéré par Semazzi et Sun (1997) et Drobinski et al (2007). De juin jusqu'à août, le SHL s'installe au dessus du plateau de l'Atlas-Hoggar où il s'intensifie et renforce le flux de la mousson et de l'Harmattan, comme montré par Thorncroft et Blackburn (1999) dans leur simulation idéalisée. Après le mois de septembre, le SHL recule en suivant le cycle solaire. Les cycles saisonniers du SHL et de la MAO sont donc liés.

En poursuivant leur recherche, Lavaysse et al (2010) se sont focalisés sur les pulsations intra-saisonnières du SHL et les signaux associés du climat régional et d'échelle synoptique. Une analyse spectrale a montré l'existence de deux périodes de pulsations significatives: de 3 à 10 jours et de 10 à 30 jours. D'après leurs résultats, les pulsations de courte période sont associées à l'advection de masses d'air humides et froides dans les basses couches, provoquées par le passage d'une Onde d'Est Africaine, alors que les pulsations de période plus longue sont associées au passage des ondes de grande échelle au dessus de la Méditerranée (plus de détails en section 2.3).

D'après les observations (Zhang et al, 2006), la ZCIT est influencée par deux flux méridiens: la MAO, entre la surface et environ 850 hPa, et un flux de nord vers 700hPa. Il a été suggéré que ce dernier serait associé au SHL et plus précisément à la circulation divergente à son sommet. Zhang et al. (2008) ont récemment démontré que la circulation associée à la MAO est différente de celle des autres régions des tropiques influencées par un système de mousson. La figure 2.9 montre la circulation moyenne durant les mois juillet–septembre sur le plein méridien pour la période 1989–2008. Du fait que la ZCIT ne coïncide pas avec le FIT - au lieu d'avoir une colonne convective (humidité relative supérieure de 60%) formée par la convergence de vents de direction opposés aux basses couches et de la divergence de vents au milieu et à son sommet - il y a un flux nord de masses d'air sec et chaud qui arrive au niveau de la ZCIT vers 700 hPa en provoquant probablement une inhibition convective. Ce flux a comme origine la région du SHL (région convective à 23°N) et il est associé à la circulation divergente de son sommet.

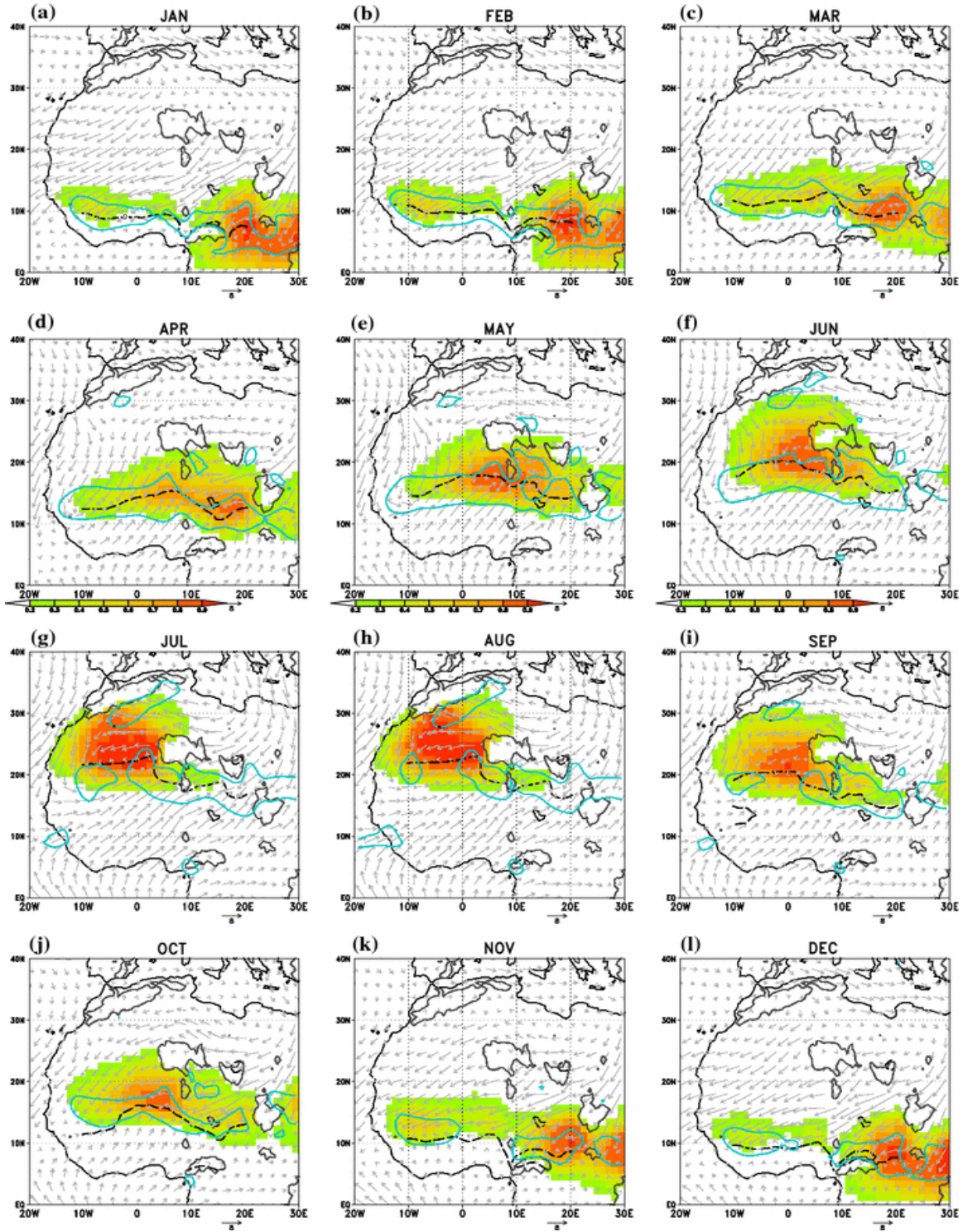


Figure 2.8 Fréquence moyenne mensuelle du SHL (en couleur) et du vent au niveau de 925 hPa. Le contour bleu indique la zone de convergence horizontale de valeur 8.10^{-6} s^{-1} à 925 hPa et la ligne noire le minimum de géopotential au même niveau (indicatif du FIT). (Lavaysse et al. 2009)

2.1.6 La circulation dans la moyenne et haute troposphère

Dans la moyenne et haute troposphère, le profil zonal du vent est dominé par trois jets: l'AEJ, le TEJ et le WSJ. La figure 2.9 présente ces jets pour la climatologie de 1989–2008 pendant la période juillet–septembre. L'AEJ se situe au niveau de 600 hPa, centré à 13°N, le TEJ au niveau de 200 hPa à 6°N et le WSJ au même niveau à 30°N. Les deux premiers, qui se situent au dessus du Sahel et de la Guinée, jouent un rôle important pour la dynamique de l'atmosphère en Afrique de l'Ouest. Le WSJ semble avoir un effet plus indirect sur le climat régional, car des perturbations atmosphériques (provoquées par exemple par le passage d'une onde) peuvent provoquer la déviation et finalement la subsidence de masses d'air sec originaires de ce jet au dessus de l'Afrique de l'Ouest et imposer une inhibition convective (cf section 2.1.5).

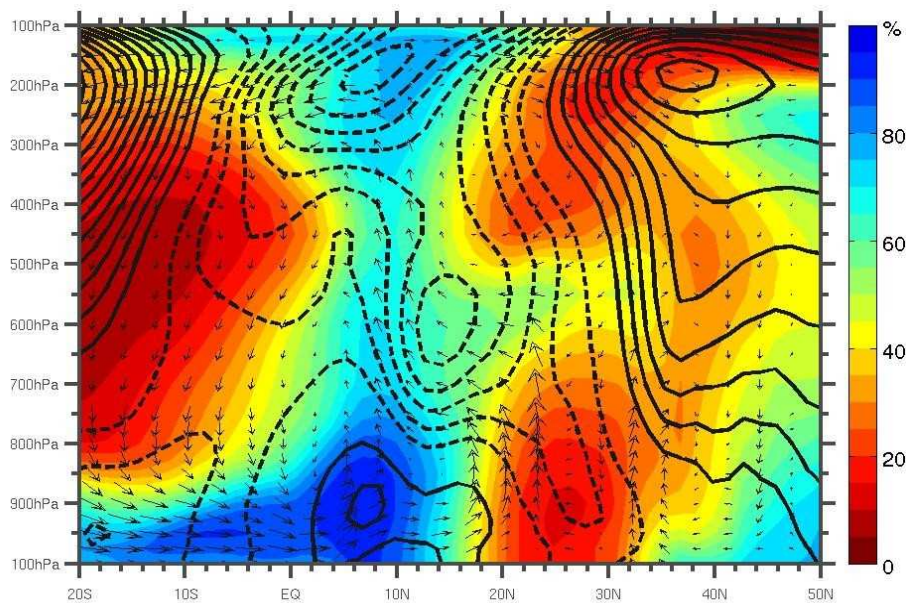


Figure 2.9 Profil vertical de l'humidité spécifique (en couleur), du vent zonal (en intervalles de 2 m s⁻¹; en contour tiré pour les valeurs négatives et en contour solide pour les valeurs positives) et du vent méridien et vertical (en flèches), moyennés entre 10°Ouest et 10°Est. Champ moyen pour les mois juillet–septembre pendant les années 1989–2008 (ERA-Interim).

Jet d'Est Africain

Ce jet d'est souffle dans la troposphère moyenne au dessus de l'Afrique de l'Ouest. Sa vitesse dépasse 10 m s⁻¹ et il contribue fortement au cisaillement du vent des basses couches atmosphériques. En utilisant des modèles d'équations primitives et en effectuant

des simulations idéalisées, Cook (1999) et Thorncroft et Blackburn (1999) ont démontré le rôle du gradient méridien de la température du sol sur la formation et le maintien de ce jet. Ainsi, dans la première étude, les tests de sensibilité ont montré que c'est principalement l'humidité du sol qui génère ce gradient et qui crée finalement l'AEJ. Dans la deuxième étude, c'est l'excès de chauffage du sol dans la région Saharienne qui entraîne la création de l'AEJ. Dans les deux études, c'est l'équilibre du vent thermique qui explique le maintien de l'AEJ à cause de la baroclinie de l'atmosphère dans les basses couches atmosphériques.

Plus précisément, Thorncroft et Blackburn (1999) suggèrent que le maintien de l'AEJ est assuré par la circulation anticyclonique au sommet du SHL dans les couches moyennes de la troposphère mais aussi par le chauffage diabatique dans la ZCIT. Ainsi, le fait que l'AEJ varie en fonction de deux sources de chaleur peut expliquer pourquoi pendant des années humides (sèches) pour le Sahel, les observations montrent un AEJ localisé plus au nord (plus proche de l'équateur). En tout état de cause, le rôle du SHL est de grande importance pour le maintien de l'AEJ car dans leur expérience associée, Thorncroft et Blackburn (1999) ont réussi à reproduire le gradient méridien négatif de tourbillon potentiel, observé dans les couches moyennes de la troposphère, qui confirme les instabilités barocline et barotrope du jet.

Jet d'Est Tropical – Jet d'Ouest SubTropical

Le TEJ est le jet qui souffle au dessus de la convection profonde en Inde et en Afrique et qui est attribué par Flohn (1964) au chauffage différentiel entre le plateau du Tibet et la haute troposphère au dessus de l'Océan Indien. En accord avec ce mécanisme, Chen (1987) a proposé un aspect supplémentaire, qui consiste à dire que la circulation divergente du vent dans la haute troposphère peut transférer de l'énergie cinétique au TEJ en le renforçant. Ainsi, trois centres de forte circulation divergente sont détectés au niveau de 200hPa: au dessus de la convection profonde en Inde (le plus fort), au dessus de la convection profonde en Afrique et au dessus de l'Amérique centrale. Selon ces résultats, l'énergie cinétique du TEJ est générée à l'entrée du jet et détruite à sa sortie, un équilibre assuré par la circulation divergente qui transfère l'énergie d'une côté à l'autre.

Les figures 2.10a et 2.10b présentent le vent moyen à 200 hPa pour l'été de 1967 ainsi que la fonction de courant associée à l'inversion laplacienne du tourbillon absolu (les valeurs négatives montrent une circulation anticyclonique). Pendant les mois d'été, le WSJ est positionné entre 30°N et 40°N ayant une structure zonale qui s'étend de l'Europe jusqu'à l'Océan Pacifique et le TEJ est centré au dessus de l'Inde et souffle jusqu'à l'Afrique de l'Ouest. La fonction de courant montre que les deux jets sont associés avec le même flux anticyclonique de grande échelle, centré au dessus de l'Inde où la circulation divergente est la plus forte.

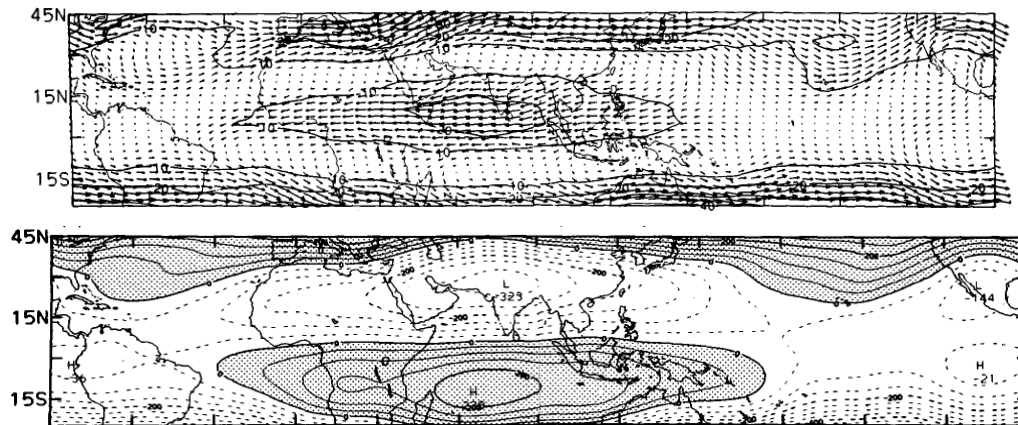


Figure 2.10 a Graphe du haut: coupe horizontale de la vitesse moyenne du vent à 200 hPa pendant l'été 1967, d'après les ré-analyses du ECMWF. b Graphe du dessous: fonction de courant moyenne du vent à 200 hPa. (Chen 1987).

2.1.7 La convection profonde en Afrique de l'Ouest

Pendant l'été, l'organisation de la convection profonde est principalement due aux Systèmes Convectifs de Mésos-échelle (Mesoscale Convective Systems; MCS) qui sont responsables d'environ 90% du montant des précipitations (D'Amato et Lebel, 1998). Les MCS sont composés de plusieurs cumulonimbus (supercells) et s'organisent souvent en lignes de grain (figure 2.11). La physique des MCS est très complexe et il reste encore beaucoup d'aspects non éclaircis sur les mécanismes favorables à leur renforcement, leur déplacement et leur durée de vie (Houze, 2004). Ils se composent d'une région convective et d'une région stratiforme. Il se forme souvent un tourbillon en leur milieu (Mesoscale Convective Vortex; MCV) qui peut contribuer à la génération de cyclones en Atlantique. Plusieurs facteurs peuvent intervenir dans leur propagation, comme l'existence de « poches froides », des MCV ou des ondes générées en réponse aux MCS eux-mêmes ou extérieurs aux MCS.

Hodges et Thorncroft (1997) ont suivi les trajectoires des MCS pendant les années 1983–1990 et ont souligné l'importance du cisaillement du vent dans les basses couches atmosphériques. La figure 2.12 montre la différence du vent entre les niveaux 1 et 0.63 (niveaux de pression normalisée, approximativement entre 925hPa et 700hPa). L'influence de l'AEJ au dessus du Sahel (10°N à 15°N) est évidente. L'importance du cisaillement du vent sur le déclenchement des cellules convectives a été démontrée par Weisman et Klemp (1982). Selon leurs résultats, la durée de vie de la cellule et la branche ascendante dans la colonne convective dépendent fortement du profil du vent. Laing et Fritsch (2000) ont étudié l'environnement des MCS au Sahel avec des champs composites de l'atmosphère, construits à partir de douze événements de convection profonde détectés en 1987. La figure 2.13a présente le composite du vent, de l'altitude géopotentielle, de la température et de la température potentielle équivalente (θ_e) au niveau de 1000 hPa. Les résultats montrent que les MCS se génèrent dans des zones baroclines des basses couches

avec de fortes valeurs de θ_e . La figure 2.13b montre, sur un profil vertical, la relation entre la vitesse verticale dans la région de convection et la baroclinie des basses couches atmosphériques.

En accord avec Laing et Fritsch (2000), les fortes valeurs de θ_e au niveau du sol peuvent être utilisées comme un indice de convection. Williams et Renno (1993) ont montré qu'il existe une corrélation forte entre l'Energie Convective Potentielle Disponible (Convective Available Potential Energy; CAPE) et θ_e dans les basses couches atmosphériques dans les tropiques. Les fortes valeurs de θ_e au dessus du Sahel correspondent à l'excès d'humidité dans la couche de la MAO. Plus précisément, en terme de MSE, dont le module est équivalent à la valeur de la θ_e , c'est la chaleur latente qui offre un excès d'énergie aux basses couches atmosphériques pour dépasser l'obstacle de l'inhibition convective (Convective Inhibition; CIN).

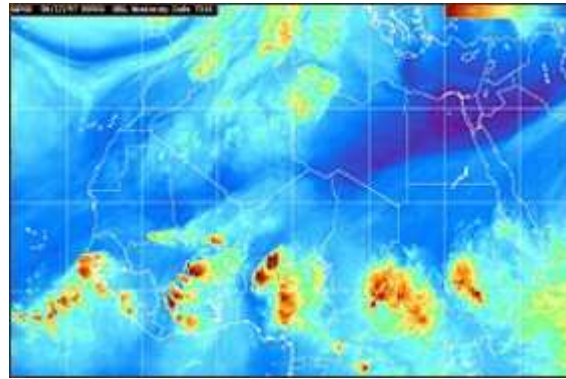


Figure 2.11 Ligne de grain au dessus de l'Afrique de l'Ouest pendant la saison des pluies. (©Météosat)

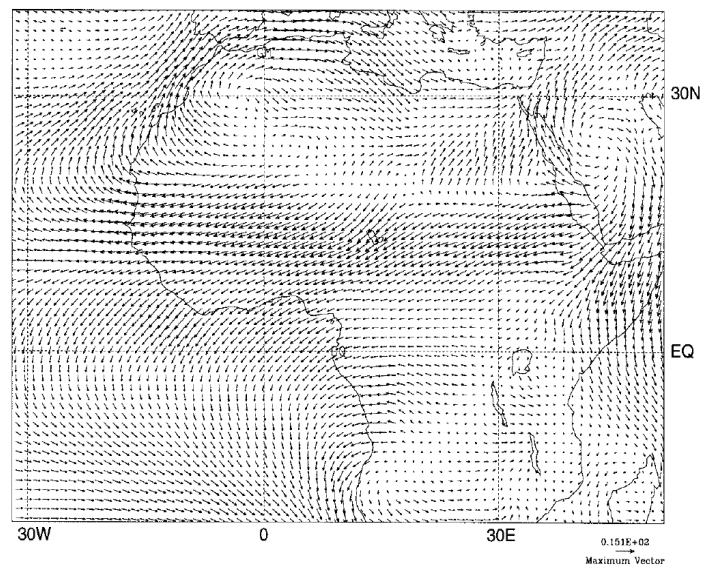


Figure 2.12 Cisaillement du vent entre les niveaux 1 et 0.63 (pression normalisée), moyennée entre juillet et septembre pour les années 1983 – 1990. (Hodges et Thorncroft, 1997)

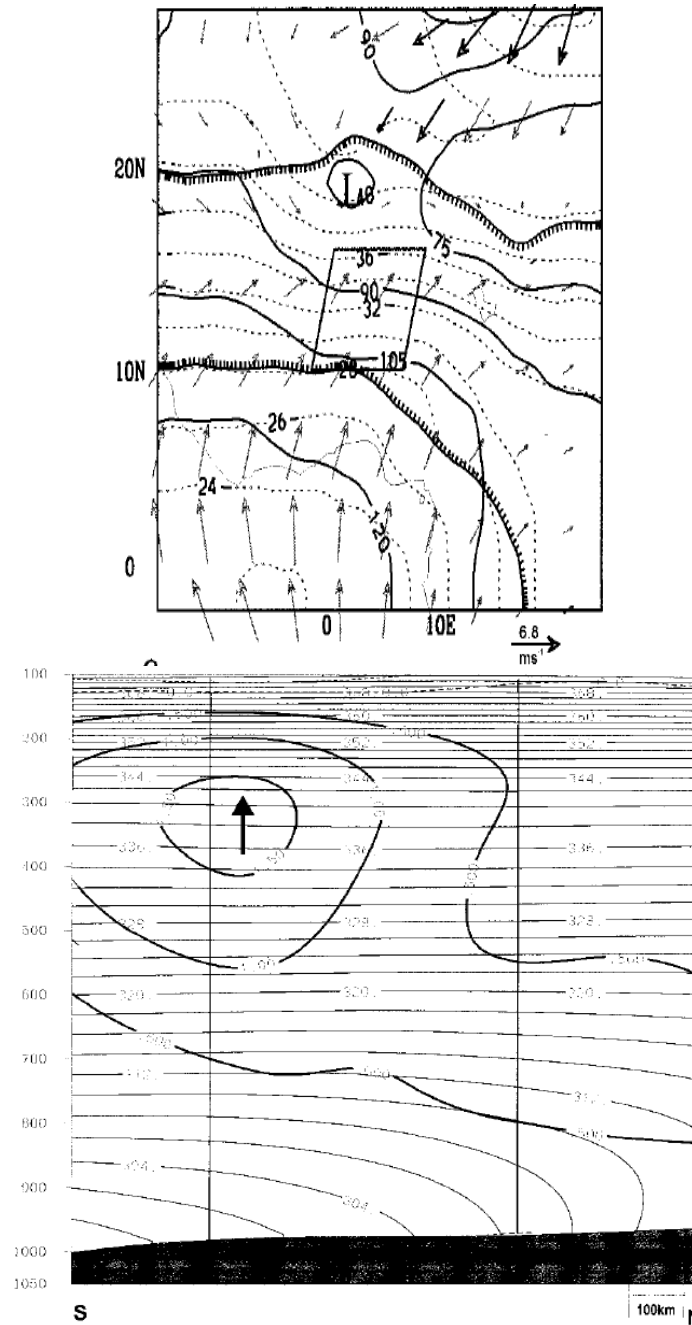


Figure 2.13 a Graphe de gauche: coupe horizontale de la température (lignes tiretées; en $^{\circ}\text{C}$), de l'altitude géopotentielle (trait plein épais; en mètres), de θ_e (valeurs > 344 K indiquées par trait plein épais avec symboles), et du vent à 1000 hPa; la région de génération des MCS est indiquée par le parallélogramme. Graphe de droite: profil vertical des isentropes (trait plein fin; en K) et de vitesse verticale (trait plein épais; en cm s^{-1}) dans la région de génération des MCS. (Laing et Fritsch, 2000)

2.1.8 Les ondes d'est Africaines

Les ondes d'est Africaines (African Easterly Waves; AEW) constituent un élément important de la climatologie de l'Afrique de l'Ouest. Il est généralement admis que la génération de ces ondes est provoquée par l'instabilité de l'AEJ. Ces ondes modulent la convection au dessus de la région et semblent être à l'origine de la majorité des cyclones tropicaux en Atlantique (Reed et al, 1977; Landsea et al, 1998). En accord avec les systèmes barocliniquement instables, les anomalies de tourbillon associées aux AEW se situent à deux niveaux d'altitude: dans les basses couches au sud du Sahara, à proximité de la région de forts gradients de température potentielle, et au niveau de l'AEJ (700 hPa – 600hPa) à proximité de l'inversion du signe du tourbillon potentiel (cf section 2.1.2). La période caractéristique des AEW est de 2–5 jours et leur longueur d'onde est de l'ordre de 3000 km.

Hodges et Thorncroft (2001) ont démontré deux causes principales à l'occurrence de maximum de tourbillon: l'une est bien associée à la région des AEW et l'autre aux MCV générés par les MCS. Le rôle des MCS dans la création des AEW reste mal compris et constitue un sujet de recherche ouvert. Dans une étude de cas, Berry et Thorncroft (2005) ont récemment démontré que le déclenchement de MCS à 20°E (au niveau du Darfour) a généré une onde d'est qui s'est développée barocliniquement au dessus de l'Afrique de l'Ouest. Ensuite, l'AEW s'est renforcée par des anomalies de tourbillon potentiel au dessus de la région et a finalement atteint son tourbillon potentiel maximum au dessus de la région montagneuse en Guinée.

Plus récemment, Leroux et Hall (2009) ont étudié la relation entre l'AEJ et les AEW. L'activité transitoire associée au flux du vent dans les couches moyennes a été représentée par la perturbation du signal de l'énergie cinétique en échelle temporelle inférieure de six jours. Les résultats sur la climatologie des années 1979–2007 pour la période juin–septembre ont montré que le déplacement de la sortie de l'AEJ vers le nord est associé au renforcement de l'activité transitoire. En accord avec Berry et Thorncroft (2005), il a été démontré que, statistiquement, le renforcement de l'activité transitoire (i.e. les AEW) coïncide avec le renforcement de la convection au dessus de l'Afrique de l'Ouest, mais aussi avec un maximum de convection au dessus de l'entrée de l'AEJ.

2.1.9 Les intrusions de masses d'air sec

Un autre aspect important du climat régional correspond aux intrusions de masses d'air sec au dessus de l'Afrique de l'Ouest. Ces intrusions sont des courants extra-tropicaux issus de la haute troposphère, ayant pour origine le WSJ ou le Jet Polaire, qui sont déviés vers la troposphère moyenne de la région équatoriale. Roca et al (2005) ont identifié et étudié de tels événements au cours de l'été de 1992 (année très active en terme d'intrusions) et ils ont démontré l'effet d'un tel événement sur la convection profonde. La figure 2.14a présente l'humidité relative moyennée dans la troposphère libre pendant un

épisode de convection profonde le 21 août 1992. Sur les figures 2.14b et 2.14c, on peut voir respectivement l'humidité relative à 500hPa, reconstruite par un modèle idéalisé de rétro-trajectoires (Pierrehumbert and Roca, 1998), ainsi que la latitude de la dernière condensation des masses d'air qui arrivent au même niveau. Sur ces figures, on peut distinguer deux régions d'intrusion: une à l'ouest, centrée à 15°N, 6°W et une à l'est centrée à 16°N, 18°E. Dans ces régions, l'humidité relative est inférieure à 5% (air extrêmement sec) et la latitude de la dernière condensation se situe au nord de 35°N (latitudes extra-tropicales). En effet, les rétro-trajectoires ont montré que l'origine de cet événement est le WSJ dont les masses d'air sont déviées vers le sud et aux altitudes plus basses à cause d'une anomalie qui a imposé une baroclinie dans la haute troposphère.

En 2006, plusieurs intrusions de masse d'air sec ont été détectées (Janicot et al, 2008). En accord aussi avec l'étude de Roca et al (2005), les intrusions de masses d'air sec représentent un aspect climatologique de la région de l'Afrique de l'Ouest qu'on ne peut négliger. Pour l'instant, peu de travaux publiés se sont intéressés à l'effet de ces intrusions de masses d'air sec sur la convection profonde au dessus du Sahel. Ceci étant, il est difficile d'isoler les processus qui créent l'inhibition convective dans les régions affectées. Est-ce que l'air sec en se mélangeant avec la colonne convective d'un MCS peut affaiblir le rapport de mélange, ou est-ce que ces intrusions chauffent adiabatiquement l'atmosphère aux altitudes moyennes à cause de leur subsidence, ce qui rend la colonne atmosphérique plus stable et par conséquent inhibe la convection? Ceci reste une question ouverte.

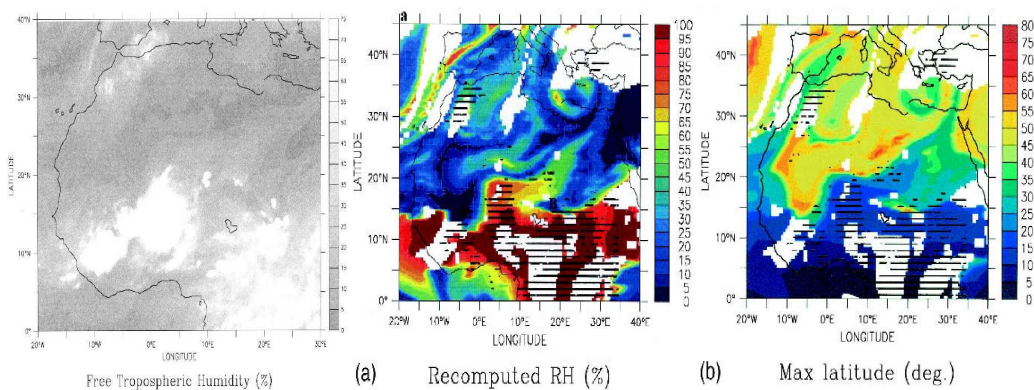


Figure 2.14 Graphe de gauche: humidité relative moyennée dans la troposphère libre (en %) issu de Meteosat. Graphe du milieu: carte d'humidité relative à 500 hPa reconstruite par des retro-trajectoires calculées par un modèle idéalisé. Graphe de droite: latitude de la dernière condensation des masses d'air sec qui arrivent au niveau de 500 hPa. (Roca et al, 2005)

2.1.10 Le transfert d'humidité en Afrique de l'Ouest

Le cycle de l'eau dans l'atmosphère représente l'équilibre entre la précipitation, l'évaporation au sol, le contenu d'humidité dans l'atmosphère et la convergence du flux d'humidité intégré dans une colonne atmosphérique. Fontaine et al. (2003) ont étudié ce cycle au dessus de l'Afrique de l'Ouest pendant la période 1968–1998 en utilisant les ré-analyses NCEP. Les résultats montrent que la différence entre la précipitation et l'évaporation au sol (P-E) peut être utilisée pour appréhender la variabilité saisonnière de la MAO et de la ZCIT. Par ailleurs, il est montré qu'il y a une relation significative entre le cycle saisonnier du flux d'humidité intégré de 1000 hPa à 300 hPa, ainsi que de 1000 hPa à 925 hPa, et la différence entre précipitation et évaporation, notamment au nord de 20°N. La figure 2.15 présente le champs analysés dessus d'où elles dérive des informations importantes sur la relation entre P-E et le flux d'humidité. Tout d'abord, il est intéressant que la convergence d'humidité n'a pas lieu que dans les régions de maximum P-E. Ensuite, le flux d'humidité intégré dans toute la colonne atmosphérique à une sens de l'est vers l'ouest en relevant le rôle de l'advection d'humidité par l'AEJ. Finalement, il faut souligné que plus que 75% d'humidité au dessus du continent est transférée du nord (Méditerranée) et du sud (Golfe de Guinée), et que la convergence du flux d'humidité présente deux localisations majeures: au dessus de la côte de Guinée et dans la région du FIT.

Les observations pendant la campagne AMMA ont particulièrement contribué à documenter le cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest. Meynadier et al. (2010) ont utilisé des observations et des modèles atmosphériques pour étudier les différents facteurs impliqués dans le cycle de l'eau pendant les années 2002–2007. En accord avec Fontaine et al. (2003), dans trois régions en Afrique de l'ouest (la Guinée, 6°N-10°N, le Soudan 10°N-15°N, le Sahel 15°N-20°N), la convergence de flux d'humidité intégrée dans toute la colonne atmosphérique est significativement corrélée avec la précipitation à différentes échelles. Il est aussi intéressant qu'au Sahel, contrairement au reste de l'Afrique de l'Ouest, la relation entre la précipitation et l'évaporation au sol au Sahel est quasi-linéaire.

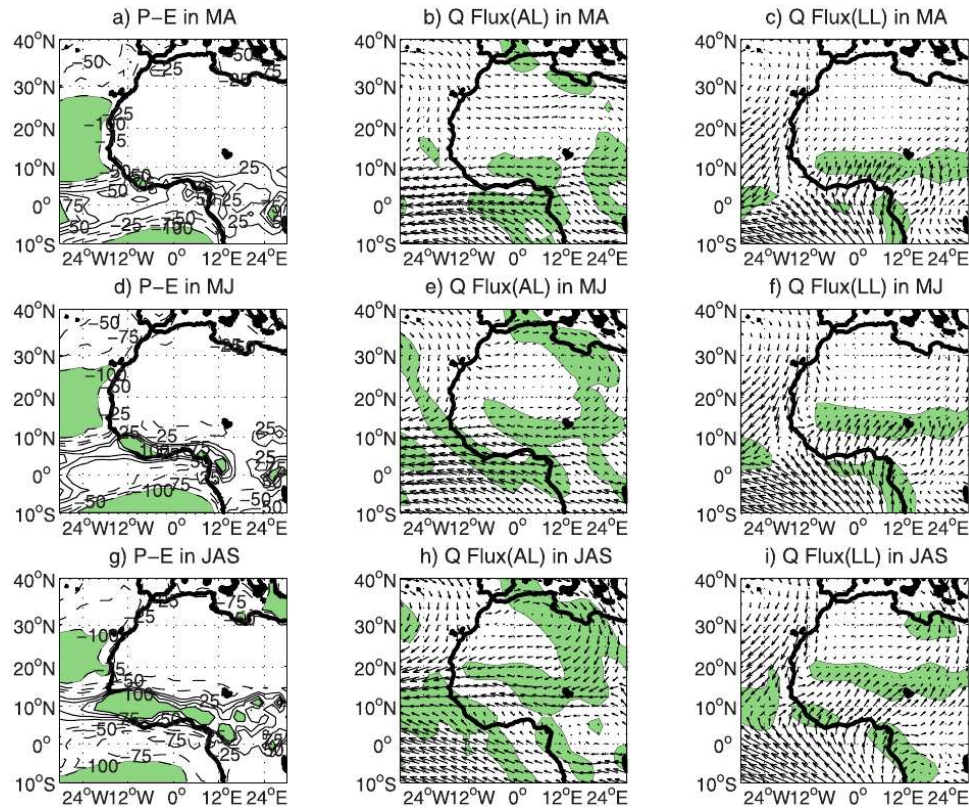


Figure 2.15 1ier colonne: Évolution de la différence entre la Précipitation (P) et l'évaporation (E); 2ieme colonne: Évolution du flux d'humidité intégré entre 1000 hPa et 300 hPa; 3ieme colonne: Évolution du flux d'humidité intégré entre 1000 hPa et 925 hPa, en mars-avril (a-c), mai-juin (d-f), juillet-septembre (g-i), aux figures a, d, g, les valeurs P-E supérieures à 100 mm mois⁻¹ sont en couleur et autres figures la couleur montre les régions de convergence du flux d'humidité majeur

2.2 La mise en place de la Mousson de l'Afrique de l'Ouest

Le cycle saisonnier de la MAO et de la ZCIT ont été présenté dans la section 2.1.1. Pendant la période avril-juin et pendant la période juillet-septembre, la ZCIT se trouve respectivement dans deux positions favorites: au dessus de 5°N et 10°N (Fig. 2.1). Entre ces deux phases de la ZCIT, il y a un processus qui intéresse particulièrement le travail mené dans le cadre de cette thèse. Il s'agit du mécanisme de la migration de la convection profonde de la côte de Guinée au dessus du Sahel.

En exploitant la symétrie zonale de la ZCIT et du FIT, la figure 2.16 présente un diagramme temps-latitude en 2006 de l'OLR et de la localisation du FIT, moyennés entre 10°W et 10°E. De mi-juin à mi-juillet, on voit que la région du Sahel passe d'un régime sec à un régime plus humide. Cette transition se fait de façon assez brutale. Durant quelques jours, la convection s'affaiblit considérablement au dessus de la côte de Guinée (autour du 28 juin pour 2006) et soudain elle s'organise au dessus du Sahel (10 juillet