

UNIVERSITE DE YAOUNDE 1
UNIVERSITY OF YAOUNDE 1



FACULTE DES SCIENCES
FACULTY OF SCIENCE

DEPARTEMENT DE PHYSIQUE
DEPARTMENT OF PHYSICS

Prévision Numérique du Temps : Appli- cation de la méthode de Prévision Quan- titative Probabiliste des Pluies

THÈSE

Présentée et soutenue publiquement en vue de l'obtention du diplôme de
Doctorat/Ph.D en Physique

Option : Géophysique Externe

par

TANESSONG Roméo Stève

Matricule : 04W384

DEA en Physique

Soutenue publiquement le 09 Janvier 2015 devant le jury composé de :

KOFANE Timoléon Crépin	Pr, Université de Yaoundé 1	Président
MKANKAM KAMGA François	Pr, Université de Yaoundé 1	Rapporteur
WOAFO Paul	Pr, Université de Yaoundé 1	Membre
MONKAM David	MC, Université de Douala	Membre
NZEUKOU Armand,	MC, Université de Dschang	Membre
BOUKA BIONA Clobite	MC, Université Marien Ngouabi	Membre

Année 2015

Dédicaces

A toute ma famille.

Remerciements

Une fois arrivé au terme de ce travail, il est temps de se retourner pour enfin apprécier le chemin parcouru. Et ce chemin, je ne l'ai pas effectué seul ...

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de thèse le professeur MKANKAM KAMGA François qui fut l'enthousiaste instigateur de cette thèse. Toujours disponible pour apporter ses avis/conseils/directives scientifiques de haut niveau, mais aussi pour m'encourager dans ces moments de "*petite forme*" que les thésards connaissent épisodiquement. Je garde un souvenir enthousiaste de nos discussions scientifiques et de ses très pédagogiques performances d'acteur dans l'explication des difficultés de la météorologie. Je tiens aussi à saluer ses qualités humaines.

Je souhaite ensuite exprimer ma gratitude au Dr VONDOU Derbetini Appolinaire qui a suivi ce travail de très près et m'a souvent apporté son aide précieuse, son soutien attentif et ses encouragements stimulants.

Pour l'évaluation de cette thèse, je remercie les membres du Jury d'avoir consacré un peu de leur temps à la lecture de ce travail.

Mes remerciements s'adressent également à tous mes enseignants.

Le LAMEPA est un peu une grande famille sur laquelle on peut toujours compter. Je tiens ainsi à remercier Dr YEPDO, Dr LENOUE, Dr DJIOTANG, POKAM, GUENANG, KAMSU, Dr TCHAKOUTIO, MOUDI, CHAMANI, TOGUEU, FAHA, KOMKOUA, CHOUMBOU, ZEBAZE, FOTSO, MBOUNA, SONKOUÉ, PENKA ...

Je n'oublie pas les générations qui se sont inscrites après et avec lesquelles nous avons d'excellents rapports.

Merci à tous mes amis en particulier FOZING, DONGMO André, NDOJIO, TEDJIONA, KELEKO, NDJOCK, DONGMO Innocent, LEKEUFACK, NANFACK, TEBOUGANG, DEMANOU TAZING.

Merci à ma famille pour son soutien et sa présence.

Merci à tous ceux qui de près ou de loin ont contribué à la réussite de ce travail.

Listes des Acronymes

AMMA : African Monsoon Multidisciplinary Analyses

ARCMIP : Arctic Regional Climate Model Intercomparison Project

ARW : Advanced Research WRF

BMJ : Betts-Miller-Janjic

BS : Brier Score

CAPE : Convective Available Potential Energy

CLARIS : Europe-South America Network for Climate Change Assessment
and Impact Studies

CO : schéma de COncvection

CORDEX : Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment

ECMWF : European Centre for Medium-range Weather Forecasts

EF : Eta Ferrier

EL : Equilibrium Level

ENSEMBLES : Ensembles-based predictions of climate changes and their impacts

ENSO : El Niño Southern Oscillation

ERA40 : 40-year ECMWF re-Analysis

GD : Grell-Dévényi

GIEC : Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat

GPCP : Global Precipitation Climatology Project

JJAS : Juin-Juillet-Août-Septembre

KF : Kain-Fritsch

LCL : Lifting Condensation Level

LFC : Level of Free Convection

LSM : Land Surface Model

MCG : Modèle de Circulation Générale

MNP : Modèles Numériques de Prévision du temps

MG : Modèle Global

MR : Modèle Régional

MM5 : 5ème génération du Mesoscale Model

MNP : Modèle Numérique de Prévision du temps

MODIS : MODerate resolution Imaging Spectroradiometer

MP : schéma de MicroPhysique
MYJ : Mellor-Yamada-Janjic
M2M : Morrison 2-Moment
NARCCAP : North American Regional Climate Change Assessment Program
NCAR : National Center for Atmospheric Research
NCEP : National Centers for Environmental Prediction
NCL : NCAR Command Language
NMM : Non-hydrostatic Meso-scale Model
NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration
NOAH : NCEP, Oregon State University, Air Force, Hydrologic Research Laboratory
PBL : schéma de couche limite planétaire (Planetary Boundary Layer)
PIRCS : Project to Intercompare Regional Climate Simulations
PQP : Prévion Quantitative des Précipitations
RegCM : Regional Climate Model
REMO : REgional climate MOdel
RMIP : Regional Climate Model Intercomparison Project
RRTM : Rapid Radiative Transfer Model
SST : Sea Surface Temperature
TKE : Turbulent Kinetic Energy
USGS : United State Geological Survey
WRF : Weather Research Forecast
WSM6 : WRF Single-Moment 6-class
YSU : YonSei University
ZCIT : Zone de Convergence Inter-Tropicale

Liste des figures

Figure 1	Nombre de publications internationales comprenant les termes regional climate model recensées par an sur la période 1991-2010 dans la base de données de Web of Science.	11
Figure 2	Interactions complexes entre les paramétrisations physiques des composantes atmosphériques et surfaciques du système climatique. . . .	13
Figure 3	Schéma conceptuel montrant l'intérêt de la régionalisation dynamique par une meilleure prise en compte des états de surface. . . .	15
Figure 4	Organigramme du coeur dynamique ARW de WRF. Source : Wang et al. (2009).	21
Figure 5	Les trois étapes de la préparation des données. Source : Wang et al. (2009).	22
Figure 6	Coordonnées verticales en niveaux pour lesquels les équations ARW sont résolues. Source : Skamarock et al. (2008).	23
Figure 7	Grille Arakawa C sur laquelle sont résolues les équations du modèle. Chaque carré représente une maille horizontale du domaine. U et V représentent respectivement les composantes zonale et méridienne du vent. θ représente toutes les autres variables.	24
Figure 8	Exemple de diagramme de fiabilité accompagné de l'histogramme des fréquences observées, pour une prévision probabiliste formée de 25 individus.	37
Figure 9	Topographie de la zone d'étude.	43
Figure 10	Régions pluviométriques homogènes pour la saison JJAS.	44
Figure 11	Précipitation moyenne pour la période 1997 à 2008.	45
Figure 12	Concept de la technique BPO.	53

Figure 13	Répartition spatiale des précipitations (cumul sur 24 heures) pour KF.	60
Figure 14	Répartition spatiale des précipitations (cumul sur 24 heures) pour BMJ.	61
Figure 15	Répartition spatiale des précipitations (cumul sur 24 heures) pour GD 3D.	62
Figure 16	Différence entre WRF et TRMM pour le schéma de KF (cumul 24 heures).	64
Figure 17	Différence entre WRF et TRMM pour le schéma de BMJ (cumul 24 heures).	65
Figure 18	Différence entre WRF et TRMM pour le schéma de GD-3D (cumul 24 heures).	66
Figure 19	Répartition spatiale des précipitations (cumul sur 24 heures) pour le schéma de Tiedtke.	70
Figure 20	Répartition spatiale des précipitations (cumul sur 24 heures) pour le schéma simplifié de Arakawa-Schubert.	71
Figure 21	Précipitations journalières (TRMM et WRF) moyennées sur le domaine 10°E à 20°E et 5°N à 15°N couvrant Maga avec le schéma convectif KF.	72
Figure 22	Précipitations journalières (TRMM et WRF) moyennées sur le domaine 10°E à 20°E et 5°N à 15°N couvrant Maga avec le schéma convectif BMJ.	72
Figure 23	Précipitations journalières (TRMM et WRF) moyennées sur le domaine 10°E à 20°E et 5°N à 15°N couvrant Maga avec le schéma convectif GD 3D.	73
Figure 24	Précipitations journalières (TRMM et WRF) moyennées sur le domaine 10°E à 20°E et 5°N à 15°N couvrant Maga avec le schéma convectif Tiedtke.	73
Figure 25	Précipitations journalières (TRMM et WRF) moyennées sur le domaine 10°E à 20°E et 5°N à 15°N couvrant Maga avec le schéma convectif New GFS Arakawa-Schubert.	74
Figure 26	Comparaison entre les différents schémas de convection utilisés. . .	74

Figure 27	Diagrammes de fiabilité pour un cumul simulé de 24h (06 UTC à 30 UTC) de WRF, et courbe de fiabilité parfaite (en pointillés) pour un événement observé > 1 mm.	79
Figure 28	Diagrammes de fiabilité pour un cumul simulé de 24h (06 UTC à 30 UTC) de WRF, et courbe de fiabilité parfaite (en pointillés) pour un événement observé > 10 mm.	81
Figure 29	Diagrammes de fiabilité pour un cumul simulé de 24h (06 UTC à 30 UTC) de WRF, et courbe de fiabilité parfaite (en pointillés) pour un événement observé > 25 mm.	82
Figure 30	Distribution journalière des précipitations du 10-06-2010	86
Figure 31	Distribution journalière des précipitations du 10-06-2010. La moyenne climatologique est retirée dans ce cas.	87
Figure 32	Distribution journalière des précipitations du 15-06-2010.	88
Figure 33	Distribution journalière des précipitations du 15-06-2010. La moyenne climatologique est retirée dans ce cas.	89
Figure 34	Distribution journalière des précipitations du 20-07-2010.	90
Figure 35	Distribution journalière des précipitations du 20-07-2010. La moyenne climatologique est retirée dans ce cas.	91
Figure 36	Exemples de prévisions probabilistes de quantités de précipitations W , conditionnelle à l'occurrence des précipitations, $W > 0$, et basées sur trois réalisations différentes $x = 1, 10, 25$ mm du prédicteur X pour un cumul journalier : 0000-0000 UTC : (a) la fonction de distribution à priori G et trois distributions postérieures $G(w x=1)$, $G(w x=10)$, $G(w x=25)$; (b) la fonction de densité à priori g et trois densités postérieures $g(w x=1)$, $g(w x=10)$, $g(w x=25)$ sont représentées.	93

-
- Figure 37** Exemples de prévisions probabilistes de quantités de précipitations W , conditionnelle à l'occurrence des précipitations, $W > 0$, et basées sur trois réalisations différentes $x = 1, 10, 25$ mm du prédicteur X pour un cumul journalier : 0000-0000 UTC : (a) la fonction de distribution à priori G et trois distributions postérieures $G(w|x=1)$, $G(w|x=10)$, $G(w|x=25)$; (b) la fonction de densité à priori g et trois densités postérieures $g(w|x=1)$, $g(w|x=10)$, $g(w|x=25)$ sont représentées. 94
- Figure 38** Exemples de prévisions probabilistes de quantités de précipitations W , conditionnelle à l'occurrence des précipitations, $W > 0$, et basées sur trois réalisations différentes $x = 1, 10, 25$ mm du prédicteur X pour un cumul journalier : 0000-0000 UTC : (a) la fonction de distribution à priori G et trois distributions postérieures $G(w|x=1)$, $G(w|x=10)$, $G(w|x=25)$; (b) la fonction de densité à priori g et trois densités postérieures $g(w|x=1)$, $g(w|x=10)$, $g(w|x=25)$ sont représentées. 95
- Figure 39** Exemples de prévisions probabilistes de quantité de précipitations W , conditionnelle à l'occurrence des précipitations, $W > 0$, et basées sur trois réalisations différentes $x = 1, 10, 25$ mm du prédicteur X pour un cumul journalier : 0000-0000 UTC : (a) la fonction de distribution à priori G et trois distributions postérieures $G(w|x=1)$, $G(w|x=10)$, $G(w|x=25)$; (b) la fonction de densité à priori g et trois densités postérieures $g(w|x=1)$, $g(w|x=10)$, $g(w|x=25)$ sont représentées. 96
- Figure 40** Exemples de prévisions probabilistes de quantités de précipitations W , conditionnelle à l'occurrence des précipitations, $W > 0$, et basées sur trois réalisations différentes $x = 1, 10, 25$ mm du prédicteur X pour un cumul journalier : 0000-0000 UTC : (a) la fonction de distribution à priori G et trois distributions postérieures $G(w|x=1)$, $G(w|x=10)$, $G(w|x=25)$; (b) la fonction de densité à priori g et trois densités postérieures $g(w|x=1)$, $g(w|x=10)$, $g(w|x=25)$ sont représentées. 97

Liste des tableaux

Tableau 1	Exemple de programmes scientifiques récents basés sur la modélisation climatique régionale.	11
Tableau 2	Tableau de contingence valable pour un seuil S de précipitations. . .	34
Tableau 3	Paramètres et schémas maintenus constants pendant la première série de simulations	47
Tableau 4	Schémas utilisés pour les combinaisons dans la première série de simulations	48
Tableau 5	Combinaisons des options physiques utilisées dans la première série de simulations. Le nom des membres respecte le critère suivant : CUMPLSM où CU est le schéma convectif, MP est la microphysique et LSM se réfère au modèle de surface.	49
Tableau 6	Options physiques utilisées pour la deuxième série d'expériences : CU pour schéma convectif, MP pour microphysique, LSM pour modèle de surface, LW pour grande longueur d'onde, SW pour courte longueur d'onde et PBL pour couche limite planétaire.	49
Tableau 7	Combinaisons des options physiques utilisées dans la deuxième série de simulations. Le nom des membres respecte le critère suivant : LSWPBL où LW est le schéma radiatif de grandes longueurs d'onde, SW le schéma radiatif de courtes longueurs d'ondes et PBL le schéma de la couche limite planétaire.	50
Tableau 8	Options physiques utilisées dans la troisième série d'expériences. . .	50
Tableau 9	Combinaisons des options physiques utilisées dans la deuxième série de simulations. Le nom des membres respecte le critère suivant : CUMPPBL où CU est le schéma convectif, MP le schéma microphysique et PBL le schéma de la couche limite planétaire.	51

Tableau 10	Table de contingence pour un événement donné (observé O_i et simulé C_i)	52
Tableau 11	Ensemble 1 : Schéma convectif de Kain-Fritsch	63
Tableau 12	Ensemble 2 : Schéma convectif de Betts-Miller Janjic	64
Tableau 13	Ensemble 3 : Schéma convectif de Grell 3D Devenyi	65
Tableau 14	Coefficients de corrélations entre les différents membres de chaque ensemble. La notation a-b-c signifie : corrélation entre les membres a et b, a et c, b et c pour chaque ensemble (Ens).	67
Tableau 15	Corrélations spatiales entre les différents membres de chaque ensemble de la deuxième expérience. La notation a-b-c signifie : corrélation entre les membres a et b, a et c, b et c pour chaque ensemble (Ens).	67
Tableau 16	Ensemble 8 : Schéma convectif de Tiedtke.	69
Tableau 17	Ensemble 9 : Schéma convectif simplifié de Arakawa-Schubert	69
Tableau 18	Probabilités estimées (en %) de dépassement des seuils des précipitations observées (SPO) de 1, 10 et 25 mm pour un cumul de 24h dans des intervalles spécifiés durant la période allant du 01 juin 2010 au 30 septembre 2010. La fréquence climatologique est indiquée à la première colonne pour chaque seuil	78
Tableau 19	Aires sous la courbe ROC (score AROC) pour la prévision des seuils de précipitations de 24 h donnés.	80
Tableau 20	Précision des prévisions des PoPs (%) mesurée par le BS et BSS. L'incertitude, la fiabilité et la résolution telles que décomposé par Murphy (1973) sont également données.	80

Table des matières

Introduction générale	3
Chapitre 1 Revue de littérature	9
1.1 Les modèles numériques de prévision du temps	9
1.1.1 Les modèles globaux	9
1.1.2 Les modèles régionaux	10
1.2 Historique de la modélisation régionale	10
1.3 Fonctionnement général de MR	11
1.3.1 Noyaux dynamique et physique	12
1.3.2 Conditions initiales et forçages	13
1.3.3 Approximation hydrostatique et Non-hydrostatique	14
1.3.4 Nesting	16
1.4 Principales sources d'incertitudes	16
1.4.1 Conditions initiales imparfaites	16
1.4.2 Modèles imparfaits	17
1.4.3 Conditions aux limites	18
1.4.4 Taille du domaine	18
1.4.5 Mise à l'équilibre ou spin-up temporel	19
1.5 Application des MR	20
1.6 Le modèle régional WRF	20
1.6.1 Choix du coeur dynamique	20
1.6.2 Fonctionnement général de WRF (ARW)	21
1.7 Sensibilité des champs des précipitations simulées à la paramétrisation physique	24
1.8 Paramétrisations physiques testées	25
1.8.1 Schémas de convection	26

1.8.2	Schémas de couche limite planétaire	28
1.8.3	Schémas de microphysiques	30
1.9	Types de prévisions	32
1.9.1	Prévisions déterministes	32
1.9.2	Prévisions probabilistes	32
Chapitre 2 Domaine d'étude, Données utilisées et Méthodologie		42
2.1	Domaine d'étude	42
2.2	Données utilisées	45
2.2.1	Données de référence	45
2.2.2	Données d'initialisation du modèle	46
2.3	Protocoles expérimentaux	47
2.3.1	Sensibilité aux schémas physiques	47
2.3.2	Prévision probabiliste	50
2.4	Structure de la prévision quantitative probabiliste des pluies	57
Chapitre 3 Résultats et Discussions		59
3.1	Sensibilité des précipitations simulées aux schémas de paramétrisation . . .	59
3.1.1	Sensibilité aux schémas convectifs de Kain-Fritsch, Betts-Miller-Janjic et Grell-Devenyi 3D	59
3.1.2	Sensibilité aux schémas de la couche limite planétaire et aux schémas radiatifs de grandes et de courtes longueurs d'onde	66
3.1.3	Sensibilité aux schémas convectifs de Tiedtke modifié et de Arakawa-Schubert simplifié	68
3.1.4	Cycle diurne	68
3.2	Prévision oui/non	75
3.2.1	Relation entre la PoP et la quantité simulée de précipitations . . .	75
3.2.2	Diagramme de fiabilité	77
3.2.3	Diagramme ROC et score AROC	79
3.2.4	Score de Brier (BS)	79
3.3	Technique BPO (Bayesian Processor of Output)	83
3.3.1	Traitement par point de grille	83
3.3.2	Traitement par zone climatique	85

Conclusion générale et perspectives	98
Bibliographie	100
Liste de publications	113

Abstract

Probabilistic precipitation forecasts from the outputs of WRF regional model are evaluated during the season June-July-August-September (JJAS) in Central and West Africa. WRF is forced every 3h by GFS data. The horizontal resolution is 25 km.

Using sensitivity tests over a short period of two days (21-22 July 2010), we first determine the best parameterization schemes of the WRF model for the study area. The configuration retained includes the following schemes : Tiedtke for the convection, Thompson for the microphysics, Noah for the surface model and RRTM for radiative transfer.

With the previous configuration, two sets of simulations were conducted on the JJAS season of 2010 and 2011 and outputs processed to produce probabilistic forecasts. Results show that the estimated probability of precipitation (PoP) exceeding a specified threshold increases substantially as the WRF model predicts increasingly heavier precipitation amounts. The skill of these PoP forecasts, shown in reliability diagrams as well as Brier scores, implies that the model is more likely to indicate the regions where atmospheric processes are most favorable for precipitation (where the model generates enhanced amounts) than it is able to accurately predict the actual amounts of observed precipitation. The quantitative precipitation forecast (QPF)–probability relationship evaluated in the present work can be used by forecasters as guidance for issuing probabilistic forecasts from a single deterministic forecast. In addition, forecasters can apply the technique to ensemble mean forecasts of rainfall.

Keywords : Physical parameterization ; Quantitative Precipitation Forecast ; Probability of precipitation ; WRF ; Regional modeling.

Resumé

Les prévisions probabilistes des précipitations à partir des sorties du modèle régional WRF sont évaluées pendant la saison juin-juillet-août-septembre (JJAS) en Afrique Centrale et de l'Ouest. WRF est forcé toutes les 3h par les données GFS. La résolution horizontale est de 25 km.

À l'aide de tests de sensibilité sur une courte période de deux jours (21-22 juillet 2010), on commence par déterminer les meilleurs schémas de paramétrisation du modèle WRF pour la région d'étude. La configuration retenue comporte les schémas de Tiedtke pour la convection, Thompson pour la microphysique, Noah pour le modèle de surface et RRTM pour le transfert radiatif.

Avec le modèle ainsi configuré, 2 séries de simulations ont été conduites sur la saison JJAS de 2010 et 2011 et les sorties traitées pour produire des prévisions probabilistes. Les résultats montrent que les probabilités de précipitations (PoPs) estimées en un point augmentent considérablement lorsque le modèle WRF prévoit de grandes quantités de précipitations en ce point. Les vérifications montrent que ces prévisions probabilistes sont à la fois fiables et habiles. La compétence de ces prévisions probabilistes, indiquée par le diagramme de fiabilité, ainsi que les BS, implique que le modèle est plus susceptible d'indiquer les régions où les processus atmosphériques sont les plus favorables pour les précipitations (où le modèle génère des fortes quantités) qu'il est en mesure de prédire avec précision les véritables quantités de précipitations observées. La relation PQP-probabilité évaluée dans le présent document peut être utilisée par les prévisionnistes comme guide pour les prévisions probabilistes à partir des sorties d'un modèle déterministe. En outre, les prévisionnistes peuvent appliquer la même technique aux prévisions d'ensemble.

Mots clés : Paramétrisation physique ; Prévion Quantitative des Précipitations ; Probabilité de précipitation ; WRF ; Modélisation régionale.

Introduction générale

Les phénomènes météorologiques extrêmes tels que les fortes pluies et les inondations qui en découlent, constatés dans les régions d’Afrique Centrale et de l’Ouest pendant la saison de mousson de Juin à Septembre, semblent être plus fréquents au cours de ces dernières années. Certaines activités telles que le transport, les travaux publics nécessitent la connaissance du temps qu’il fera quelques heures ou quelques jours pour une meilleure planification. En Afrique, le temps n’est vraiment pris en compte de façon régulière que dans les activités de transports aériens et maritimes. Pourtant de nombreux autres domaines pâtissent quotidiennement de la non prise en compte des données climatiques. Ainsi chaque année, on déplore de nombreux dégâts causés par de violents orages, des destructions dues aux crues et inondations, pourtant des outils peuvent être développés en vue d’une alerte précoce des conditions extrêmes du temps.

Ceci a conduit au développement des modèles numériques de prévisions du temps (MNP) couvrant les échelles allant de quelques heures à quelques jours. On distingue en général deux types de MNP. Les modèles globaux (MG) et les modèles régionaux (MR). Les MG permettent de se faire une idée générale de l’évolution des principaux paramètres à l’échelle globale, mais leur faible résolution spatiale limite la prise en compte du facteur orographique et des phénomènes locaux de convection. Les MG nécessitent aussi un coût de calcul élevé. Les MR ont la capacité de descendre à des échelles fines tout en limitant les coûts (Giorgi et Mearns 1991, Giorgi 1995, Giorgi et Mearns 1999, Giorgi et al. 2001, Wang et al. 2004, Laprise 2008, Laprise et al. 2008, Djiotang et Mkankam 2010). Les MR présentent l’avantage d’enrichir la dynamique en processus et variabilité de méso-échelle sur une région donnée, tout en préservant, à priori, la dynamique de large échelle (Castro et al. 2005). La portée scientifique de tels outils est par conséquent très importante pour la compréhension du temps et du climat, notamment pour améliorer la connaissance des interactions entre la large échelle et les échelles fines (autrement dit, pour quantifier dans

quelle mesure la large échelle contrôle la fine échelle [et réciproquement dans le cas de simulations en mode two-way nesting]). Les MR sont cependant sensibles à une large variété de paramètres, nécessitant un diagnostic détaillé de leurs forces et faiblesses en amont de toute utilisation en tant qu'outils de compréhension du système climatique. De nombreuses études ont quantifié l'aptitude des MR à simuler la pluviométrie de l'Afrique tropicale.

Djiotang et Mkankam (2010) ont effectué des tests de sensibilité avec le modèle climatique régional version 3 (RegCM3) pour la simulation du climat en Afrique de l'Ouest. Une simulation des mois de Juin-Juillet-Août-Septembre (JJAS) 1993 est faite avec différents schémas de paramétrisation du cumulus et des hypothèses de sa fermeture. Ces auteurs ont montré que les précipitations de la Mousson Ouest Africaine (MOA) sont très sensibles aux choix des schémas de paramétrisation du cumulus et de sa fermeture. Ils ont aussi montré que les quantités des pluies simulées sont surestimées par tous les schémas convectifs. Un test de sensibilité a montré qu'un ajustement de la valeur de l'albédo au Sahel améliore les simulations. Un autre test de sensibilité à la taille du domaine et à la résolution spatiale du modèle a montré que le flux de mousson est très sensible à la taille du domaine quelque soit le schéma convectif. Gallee et al. (2004) ont réalisé une simulation de la MOA avec le Modèle Atmosphérique Régional (MAR) pour l'année 1992. L'évaluation du MAR à reproduire les précipitations a été faite à différentes échelles de temps. Ils ont montré que les variations intrasaisonnières des précipitations sont associées aux oscillations entre un faible et un fort régime de la cellule d'Hadley liée à un gradient méridionale de l'énergie statique humide dans la couche limite. Dans une autre étude, Sijikumar et al. (2006) ont simulé l'évolution de la MOA de Mars à Septembre pour les années 1994-2004 avec la cinquième génération du Model Meso-échelle de NCAR (MM5). MM5 a montré une bonne performance en reproduisant le début de la MOA avec un biais raisonnable (18-22 Juin pour MM5 au lieu de 23-27 Juin dans les observations). Dans leur étude, aucun mécanisme n'a été proposé pour déterminer le début de la MOA bien que l'importance de la dépression thermique du Sahara a été soulignée. Récemment, Sylla et al. (2009) ont évalué le RegCM3 en simulant la période climatologique 1992-2005. Bien que RegCM3 avait une assez mauvaise performance à reproduire la date de début de la MOA, les caractéristiques générales de la circulation atmosphérique et les précipitations ont été capturées avec succès. Vizy et Cook (2002) ont étudié l'influence des anomalies de

la SST sur la MOA utilisant une version modifiée de MM5. Leur expérience a été basée sur des tests de sensibilité en appliquant les anomalies positives de SST dans le Golfe de Guinée. Leurs résultats, conformément aux observations, montrent une augmentation des précipitations sur le golfe de Guinée en raison de l'évaporation accrue et une diminution des précipitations sur le sud du Sahel en raison du saut vers l'équateur de la circulation de la mousson. Messenger et al. (2004) ont aussi utilisé le modèle régional MAR pour investiguer le rôle de la SST dans la dynamique de la MOA mais avec une expérience de sensibilité différente. Dans une première étape, le modèle a été exécuté et validé pour les deux années sèches 1983 et 1984. Les résultats de l'impact de la SST sur les précipitations régionales sont similaires à ceux montrés par Vizzy et Cook (2002). En outre, les auteurs montrent que la SST apparaît comme un facteur majeur dans la circulation de la mousson, bien que son influence soit modulée par les conditions de la surface terrestre et les conditions atmosphériques aux limites latérales du modèle. En utilisant le modèle MAR encore, Ramel et al. (2006) ont étudié les mécanismes d'apparition de la MOA de l'année 1992. Selon les auteurs, la dépression thermique du Sahara est le principal moteur de la propagation intérieure de la MOA. En raison de la répartition particulière de l'albédo simulé par le MAR, y compris un maximum local centré autour de 19°N et 5°W, le rayonnement solaire simulé absorbé par la surface présente deux maxima au début de Juin, l'un autour de 12°N et l'autre autour de 25°N. En conséquence, au moment de l'apparition de la MOA, la dépression thermique du Sahara est brusquement déplacé vers le nord, à partir de 10°N-15°N à 20°N-25°N, conduisant la propagation de la MOA vers le Nord. Comme conséquence, la convection dans la ZCIT est affaiblie due à la divergence d'humidité, puis l'advection d'humidité à des latitudes septentrionales provoquant le déplacement de la bande de pluie de 5°N vers 10°N. Utilisant des moyennes climatologiques pour les conditions aux limites latérales pour forcer MM5, Hagos et Cook (2007) ont proposé un autre mécanisme de déclenchement de la MOA. Selon les auteurs, au cours de la période du début de la mousson, des masses d'air atteignant la Côte guinéenne sont soumises à une accélération due à une instabilité inertielle, donc l'humidité est advectée à des latitudes septentrionales résultant du saut de la ZCIT vers le nord et marquant le début de la MOA.

Récemment, Vigaud et al. (2009) ont utilisé WRF afin de réaliser une étude de régionalisation du scénario A2 (pour les années 2032 à 2041) du modèle climatique global

ARPEGE-CLIMAT (MG) pour l'Afrique de l'Ouest. Le modèle a été validé pour la période de 1981-1990 en comparant aux données d'observation. Ils ont montré que WRF a une meilleure performance que le MG utilisé pour le forçage.

Les solutions des modèles numériques sont dépendantes d'une grande variété de paramètres incluant principalement la physique, la géométrie du domaine, la technique de pilotage et parfois l'absence de rétroaction des échelles fines sur les échelles larges.

Pour ces raisons, il y'a un grand nombre d'activités de recherche visant à améliorer la prévision quantitative des précipitations (PQP) et des centres météorologiques évaluent en permanence leurs MR opérationnels à haute résolution pour minimiser les sources d'erreur. La PQP est particulièrement difficile sur l'Afrique équatoriale, ceci en raison de la difficulté à capturer des petites cellules convectives qui constituent la plupart des événements de pluie. Les concepteurs de modèles font face à divers facteurs qui déterminent la formation de fortes précipitations et influencent la qualité de la PQP en prévision numérique du temps (PNT). Ces facteurs comprennent : (a) la représentation de l'orographie (Accadia et al. 2005, Tanessong et al. 2012) et la résolution du modèle (Buzzi et al. 2004, Zangl 2007, Djiotang et Mkankam 2010), (b) le champ d'humidité en basse altitude (Martius et al. 2006, Mahoney et Lackmann 2007) et la structure de la couche limite (Rotunno et Houze 2007), (c) le renforcement des précipitations par des processus microphysiques (Pujol et al. 2005) et de la turbulence (Houze et Medina 2005). Aussi la formulation des modèles peuvent influencer les PQP. Il ressort clairement de ce qui précède que le problème de l'identification des sources d'erreurs en PQP est très complexe.

Compte tenu de cela, d'autres techniques de prévisions des précipitations ont été développées. Parmi elles, la prévision probabiliste des quantités de précipitations (Wilks 1989). Une question souvent posée en prévision quantitative des précipitations est : Etant donnée l'incertitude sur les précipitations simulées, peut-on améliorer la prévision des précipitations dans la zone d'étude? Hamill et Colucci (1997) ont montré que pour des simulations d'ensemble des précipitations, la probabilité d'occurrence des précipitations augmente avec la probabilité prédite. Ils ont montré que ces bonnes prévisions de l'occurrence des précipitations peuvent être attribuées au fait que la variation des conditions initiales et/ou la formulation physique n'a pas affecté la prévision des précipitations par plusieurs membres de l'ensemble à un point de grille donné. Toutefois, ces prévisions nécessitent plusieurs simulations, si bien que les coûts de calcul peuvent restreindre la

création de prévisions d'ensemble aux centres opérationnels ou quelques institutions de recherche. Il y'a près de deux décennies, Wilks (1990) a établi que les fortes quantités de précipitations étaient plus susceptibles de se produire lorsque la probabilité subjective de prévisions de précipitations est élevée que lorsqu'elle est faible. Gallus et Segal (2004) ont abordé la situation inverse c'est-à-dire la relation entre la probabilité d'occurrence des précipitations et la quantité des précipitations prévue par un modèle. Ils ont montré que dans les sous-domaines comportant des points de grille du modèle dans lesquels de grandes quantités de précipitations sont prévues, la probabilité est plus élevée. En outre, ils ont suggéré que l'habileté des prévisions probabilistes sur l'ensemble du domaine pourrait être émise sur la base des prévisions quantitatives des précipitations. Ces auteurs ont argumenté que cette relation pourrait aider dans la prévision opérationnelle des précipitations. Gallus et al. (2006) ont étendu les conclusions de Gallus et Segal (2004) à une longue série temporelle de données de résolution spatiale plus faible.

L'objectif de cette thèse est d'évaluer les prévisions probabilistes des pluies à l'aide des sorties d'un MNP en Afrique Centrale et de l'Ouest. Il s'agit de la version 3.3 du modèle WRF (Weather Research and Forecasting : Skamarock et al. 2008). Toutes les simulations effectuées ont une durée de 48 heures. Le choix du modèle est justifié par : (i) le fait que l'utilisation de WRF n'est pas encore largement répandue pour les simulations en Afrique Centrale et de l'Ouest ; (ii) le fait que WRF dispose d'un large panel de schémas par type de paramétrisation physique ; (iii) la volonté de fournir une plate-forme numérique pour les études futures (simulations à court terme et des tests de sensibilité) basée sur la modélisation régionale sur l'Afrique.

Ce travail se focalise exclusivement sur la saison JJAS correspondant à la saison des pluies dans la majorité des régions de l'Afrique Centrale et de l'Ouest. Cette saison est : (i) capitale pour l'agriculture (Sultan et al. 2007, Sultan et al. 2005, Baron et al. 2005, Mkankam et Mbane 2000) avec des séquences sèches entrecoupées de séquences pluvieuses (Sultan et Janicot 2003, Sultan et al. 2003) ; (ii) le moment de l'année où les cumuls pluviométriques saisonniers sont les plus impactés par les conditions de large échelle (Jackson et al. 2009).

Pour se faire, nous procéderons comme suit : (i) une série de 132 expériences configurées avec différents schémas de convection atmosphérique, de couche limite planétaire, de microphysique nuageuse et radiatifs de grandes et courtes longueurs d'ondes est effectuée. Ces simulations sont effectuées dans le but d'identifier des configurations satisfaisantes

simulant les principaux traits du temps sur la région. Toutes les expériences numériques de cette série sont menées sur deux jours particuliers : 21-22 Juillet 2010, période volontairement courte dans le but de multiplier les tests de sensibilité (132 tests) de l'impact de la paramétrisation des phénomènes sous-mailles sur le temps simulé, sans mobiliser trop de temps de calcul et d'espace de stockage. L'étude de cas retenue correspond à un événement d'inondations à Maga dans l'extrême nord du Cameroun. Ces inondations ayant causé de nombreuses pertes matérielles et en vies humaines. (ii) En utilisant une configuration physique satisfaisante parmi les 132 testées, une autre série de simulations est conduite sur 2 saisons JJAS 2010 et 2011. Les sorties du modèle sont traitées pour produire et évaluer des prévisions probabilistes : (a) la saison JJAS 2010 est utilisée pour déterminer la relation entre la probabilité d'occurrence des précipitations et la quantité des précipitations simulées, et (b) la saison JJAS 2011 servira à vérifier la relation trouvée. (iii) La technique BPO (Bayesian Processor of Output) est enfin développée en utilisant les saisons JJAS 2010 et 2011.

Ainsi, le premier chapitre présente succinctement les modèles numériques de prévision du temps. Il synthétise ensuite les potentialités et limites des MR, les étapes de production des simulations avec WRF. Le deuxième chapitre présente le domaine d'étude, les données utilisées et la méthodologie. Il met l'accent sur les incertitudes induites par certaines paramétrisations physiques. Le troisième chapitre présente les résultats des expériences et les analyses. Nous terminons par la conclusion, qui fait la synthèse des principaux résultats obtenus. Nous donnons également dans la dernière partie quelques voies d'exploration pour d'autres travaux.

Chapitre 1

Revue de littérature

1.1 Les modèles numériques de prévision du temps

Un modèle numérique de prévision du temps (MNP) est un logiciel qui représente l'évolution future de l'atmosphère à partir des lois de la météorologie et de la connaissance de l'état présent de l'atmosphère. Les MNP peuvent être classés en fonction des facteurs suivants : la représentation des données et le type d'équations primitives utilisées. Suivant la représentation des données, on distingue les **modèles globaux** (ou modèle de circulation générale, MCG) et les **modèles régionaux**. Selon le type d'équations primitives utilisées on distingue les **modèles hydrostatiques** et les **modèles non hydrostatiques**.

1.1.1 Les modèles globaux

Ce sont des modèles dans lesquels on représente les champs définis sur la sphère au moyen d'une décomposition sur une base de fonctions orthonormées les harmoniques sphériques de surface. Ils tentent de reproduire le temps actuel en terme de moyenne et de variabilité et de produire les prévisions réalistes de l'état dans lequel le temps pourrait se trouver les heures et jours suivants. Leur crédibilité est basée sur leur capacité à représenter de manière réaliste les interactions entre le bilan radiatif et la circulation générale. Les modèles globaux ont des résolutions verticales et horizontales plus faibles que les modèles régionaux ; car ils sont intégrés sur des périodes de temps beaucoup plus longues, ce qui nécessiterait donc trop d'heures de calcul s'ils possédaient les résolutions équivalentes. Cependant, la prise en compte des effets liés par exemple à la topographie, aux types

de sol ou à la végétation d'une région, ne peuvent pas être correctement intégrée par les modèles globaux avec de telles résolutions.

1.1.2 Les modèles régionaux

Les modèles régionaux (MR) sont des modèles dans lesquels l'atmosphère est divisée au moyen de boîtes définies par la grille horizontale et par un certain nombre de niveaux verticaux. Ces modèles utilisent la méthode des différences finies pour le calcul des dérivées partielles. Ils sont analogues aux modèles globaux, mais leur résolution spatiale est beaucoup plus fine et ils représentent donc mieux la topographie pour une surface limitée du globe. Ils améliorent de ce fait les simulations des variables atmosphériques à des échelles spatiales et temporelles plus élevées. Toutefois, le fait qu'ils sont pour la plupart pilotés par des modèles globaux les rend sensibles à toutes les erreurs systématiques dans les champs de ces derniers.

Ce travail de thèse est essentiellement consacré à évaluer les simulations régionales d'un MR en points de grille. Toutes les simulations numériques réalisées ont été effectuées avec le MR WRF version 3.3 (Skamarock et al. 2008). Dans un premier temps, cette section fournit un bref historique de la modélisation climatique régionale, décrit sa philosophie générale et insiste sur les précautions d'utilisation de tels outils. Dans un deuxième temps, les grands traits de WRF sont présentés. Enfin, la prévision probabiliste est présentée.

1.2 Historique de la modélisation régionale

Les MR sont des outils récents en plein essor. Les premières publications internationales utilisant des MR datent de la fin des années 1980 (Dickinson et al. 1989, Giorgi et Bates 1989). Depuis, leur nombre a littéralement explosé, surtout depuis les années 2000 (Fig. 1), constat identique pour les projets internationaux basés sur des simulations numériques régionales (Tab. 1).

L'explosion des études basées sur des MR s'explique par la conjonction entre les progrès informatiques réalisés ces dernières années et l'intérêt scientifique que suscitent de tels outils. Elle traduit également un effort coordonné de la communauté des modélisateurs pour confronter les simulations issues de différents modèles. Cette approche multimodèle permet l'identification des potentialités et limites communes ou non aux MR, dans le but

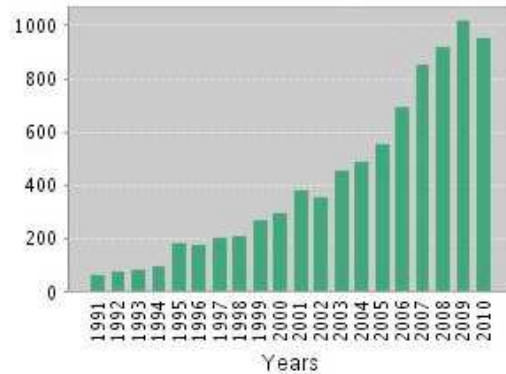


Figure 1 – Nombre de publications internationales comprenant les termes *regional climate model* recensées par an sur la période 1991-2010 dans la base de données de Web of Science (<http://apps.isiknowledge.com>). Site consulté le 10/02/2010.

Tableau 1 – Exemple de programmes scientifiques récents basés sur la modélisation climatique régionale.

Région	Projet	Site web
Amérique du Nord	NARCCAP	http://www.narccap.ucar.edu/about/index.html
Amérique du Sud	CLARIS	http://www.claris-eu.org/
Arctique	ARCMIP	http://curry.eas.gatech.edu/ARCMIP/
Asie	RMIP	http://gaim.unh.edu/Structure/Future/MIPs/RMIP.html
Europe	ENSEMBLES	http://ensembles-Europe eu.metoffice.com/
États-Unis	PIRCS	http://www.pircs.iastate.edu/
Multirégions	CORDEX	http://www.meteo.unican.es/en/projects/CORDEX
Afrique de l'Ouest	AMMA	http://www.amma-international.org

final d'améliorer chaque modèle.

1.3 Fonctionnement général de MR

De la même manière que les MCG, les MR sont des programmes informatiques complexes visant à simuler l'évolution spatio-temporelle de variables météorologiques. En opérant à haute résolution spatiale, les MR présentent le double avantage :

(i) d'enrichir la dynamique en processus et variabilité de méso-échelle sur une région donnée, tout en préservant, a priori, la dynamique de large échelle (Castro et al. 2005) ;

(ii) de fournir des informations à des échelles plus proches de celles des impacts du climat.

1.3.1 Noyaux dynamique et physique

Comme tout modèle numérique, les MR sont constitués de deux noyaux de calcul :

(i) un noyau dynamique résolvant explicitement les équations primitives de la thermodynamique des fluides (conservation de l'énergie totale, du moment cinétique et de la masse), et de la loi des gaz parfaits en s'appuyant sur l'hypothèse hydrostatique (ou nonhydrostatique dans certains MR, dont WRF) ;

(ii) un noyau physique permettant de paramétriser les processus physiques d'échelles inférieures à leurs résolutions (horizontale et verticale ; processus dits sous-mailles) :

- échanges et transferts radiatifs courtes et grandes longueurs d'onde ;
- convection humide et sèche ;
- mouvements et turbulence dans la couche limite planétaire ;
- microphysique nuageuse ;
- interactions eau-sol-végétation-pôle urbain à l'interface surface-atmosphère.

Ces deux noyaux communiquent à chaque pas de temps de l'intégration. À partir des états initiaux de l'atmosphère et de la surface fournis au premier pas de temps de l'intégration, le coeur physique du modèle calcule les variables diagnostiques (par exemple : P, E, OLR, W [en mode hydrostatique]). Au pas de temps $t_0 + \delta t$ ($\delta t =$ pas de temps du modèle), le coeur dynamique calcule les variables pronostiques (par exemple : Z, T, U, V, et — en mode nonhydrostatique — W) à partir des variables pronostiques et diagnostiques du pas de temps t_0 , puis le coeur physique calcule les nouvelles variables diagnostiques. Cette procédure itérative se poursuit jusqu'à la fin de l'intégration.

Au sein du coeur physique, les interactions directes et indirectes (Fig. 2) entre les différents schémas physiques sont complexes et souvent non-linéaires, raison pour laquelle le comportement des modèles (globaux et régionaux) est un objet d'étude en tant que tel.

Par définition, les MR sont des modèles à aire géographique limitée. Ils opèrent seulement sur une portion du globe, typiquement égale ou inférieure à l'échelle d'un continent. Cette caractéristique permet d'augmenter les résolutions horizontale et verticale, donc la prise en compte d'échelles plus fines, sans (trop) accroître les contraintes informatiques.

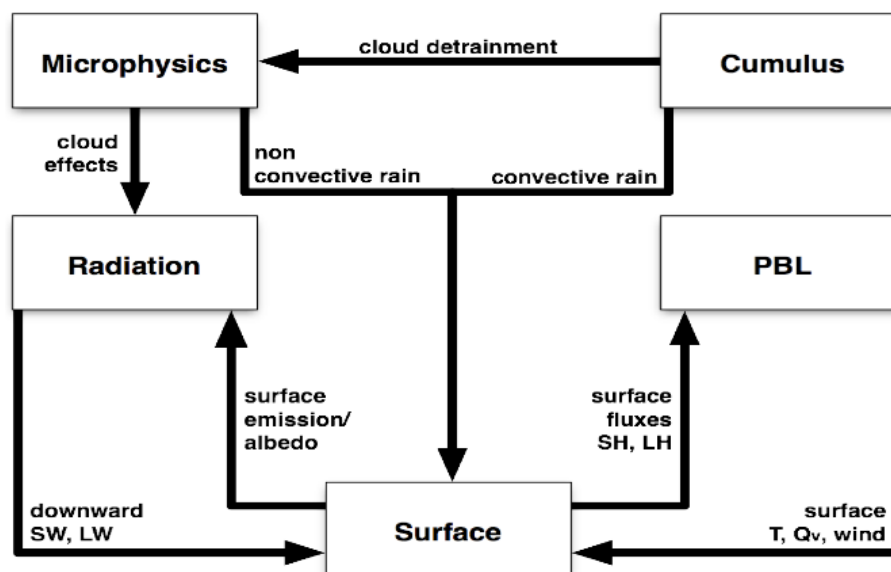


Figure 2 – Interactions complexes entre les paramétrisations physiques des composantes atmosphériques et surfaciques du système climatique. Source : <http://128.138.136.5/science/groups/pielke/classes/at7500/Bianco-PresentationWRF.pdf>. Site consulté le 25/02/2009.

1.3.2 Conditions initiales et forçages

Se focaliser sur un domaine limité nécessite d'alimenter les MR à leurs frontières latérales et en surface par des données à plus faible résolution interpolées par l'utilisateur à la résolution voulue, tels que les réanalyses, les modèles globaux ou encore les sorties filtrées passe-bas de MR (Big Brother Experiment : Denis et al. 2002a , Denis et al. 2002b).

Ces modèles forceurs fournissent une partie des conditions initiales dans chaque maille du MR, de manière à renseigner l'état de l'atmosphère et de la surface au premier pas de temps de l'intégration. Les MR sont ensuite alimentés aux bornes latérales (ouest, est, nord, sud) et à la surface (TSO) du domaine régional à pas de temps constant (généralement toutes les 6h ou 3h) et tout au long de l'intégration.

Pour limiter les incertitudes liées aux différences de résolution et de physique entre la simulation régionale et le modèle forceur aux bornes latérales, la plupart des MR suivent la procédure de Davies (1976). Cette approche consiste en une zone tampon de quelques points de grille (voir Giorgi et al. 1993a, Giorgi et Mearns 1999) placée tout autour du domaine dans laquelle la solution des MR est relaxée vers la solution du modèle

forceur. Les coefficients de relaxation sont maximaux aux frontières latérales et s'atténuent exponentiellement en s'en éloignant. Cette approche assure par conséquent une transition théoriquement fluide entre les conditions aux limites latérales et la simulation régionale.

En surface, l'initialisation des MR nécessite des TSO prescrites (lorsqu'il n'y a pas de couplage avec un modèle océanique), des données topographiques (altitude, inclinaison des pentes...) et de sol (types, humidité et température à différents niveaux), ainsi que l'occupation du sol (couvert végétal, étendues en eau, pôles urbains) caractérisée par un grand nombre d'indicateurs (albédo, LAI [Leaf Area Index], fraction végétale, rugosité...). Augmenter la résolution horizontale induit une meilleure prise en compte de la complexité du terrain (Fig. 12), permettant aux MR de descendre à l'échelle des territoires vécus par la population, donc des impacts. Il est à noter que les modèles globaux sont techniquement capables de descendre à des échelles fines (pas au-delà de 10 km à cause de l'approximation hydrostatique), mais un doublement de la résolution horizontale multiplierait par 16 les temps de calcul (Jones 2002), induisant des coûts de calcul et de stockage exorbitants.

1.3.3 Approximation hydrostatique et Non-hydrostatique

Une des différences majeures entre les MCG et quelques MR est la manière de résoudre les mouvements verticaux. La note de Pierre Bénard (2000) permet de saisir simplement cette différence ayant des répercussions sur l'ensemble des équations primitives des modèles :

(i) les MCG reposent sur l'approximation hydrostatique qui considère que l'accélération verticale (\dot{W}) maximale d'une parcelle d'air ayant une superficie de plusieurs milliers de kilomètres carrés (généralement localisée en moyenne troposphère) est négligeable par rapport à la force de gravité g (9.81 m.s^{-2}). À échelle large, un mouvement vertical violent concerne la hauteur totale de la troposphère (H), de la surface à la tropopause. Soit W_{max} la vitesse verticale maximale atteinte par une particule d'air. Le temps minimal (T_{min}) qu'elle mettra à parcourir l'épaisseur de la troposphère est donc $T_{min} = \frac{H}{W_{max}}$. L'ordre de grandeur de son accélération verticale peut alors être estimé par $\dot{W} \approx \frac{W_{max}}{T} = \frac{W_{max}^2}{H}$ car \dot{W} est nulle en surface et maximale au milieu de la troposphère. À des échelles de 10 à 20 km, W_{max} ne dépasse pas 1 m.s^{-1} . L'accélération verticale maximale est donc de 0.0001 m.s^{-2} , ce qui est totalement négligeable devant g . Dans ce cas, ignorer l'accélération verticale se justifie et revient à considérer que la force de gradient de pression

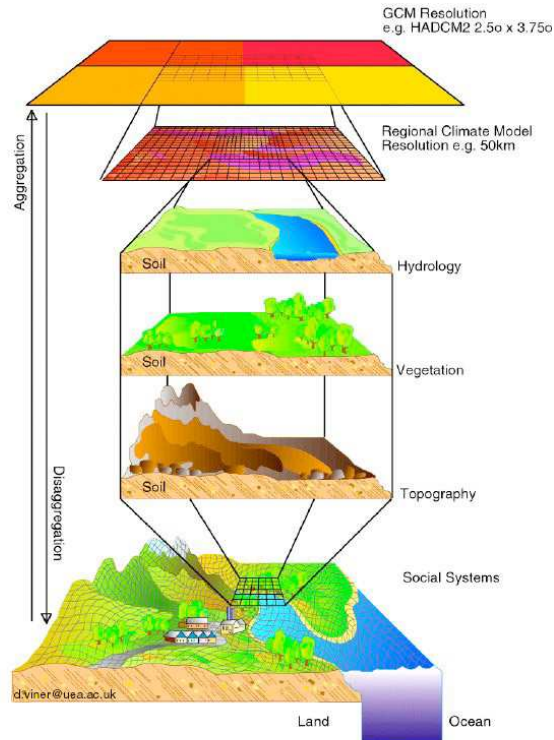


Figure 3 – Schéma conceptuel montrant l'intérêt de la régionalisation dynamique par une meilleure prise en compte des états de surface. Source : <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/info/modelcc/scalediag.jpg>. Site consulté le 19/10/2011.

verticale compense exactement la force de gravité :

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = -g \quad (1.1)$$

avec ρ , la masse volumique de la particule d'air, p , sa pression et z , son altitude ;

(ii) cette approximation permet des gains considérables en temps de calcul, mais n'est plus valable aux échelles fines (inférieures à 10 km), pour lesquelles des accélérations verticales de plus de 10 m.s^{-2} sont souvent observées. Dans ce cas, \dot{W} n'est donc plus négligeable devant g . Il est alors nécessaire de résoudre explicitement l'équation du mouvement vertical, et la force de gradient de pression est cette fois compensée à la fois par g et \dot{W} :

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} = -g - \dot{W} \quad (1.2)$$

En théorie les MR non-hydrostatiques permettent de désagréger l'information jusqu'aux échelles topo- et micro-climatiques. Dans la pratique cette possibilité se heurte toutefois à la contrainte des ressources informatiques.

1.3.4 Nesting

La descente d'échelle se fait par emboîtements successifs de domaines dont la résolution augmente d'un facteur 2 à 5 entre le domaine-parent et le domaine-enfant. Appelée nesting en anglais, elle s'accompagne d'échanges entre les domaines selon deux modes :

(i) **one-way nesting** : les informations échangées ne se font que du domaine à maille large vers le domaine simulé par le MR. Considérons un one-way nesting avec deux domaines emboîtés. Dans ce cas, le premier domaine est alimenté par le modèle forceur et le second par le premier, sans interaction entre eux ;

(ii) **two-way nesting** : les informations échangées entre les domaines emboîtés se font dans les deux sens. Les domaines emboîtés sont donc en interaction. Reprenons l'exemple précédent, mais en two-way nesting. Comme en one-way nesting, le premier domaine est souvent alimenté par le modèle forceur sans interaction entre les deux (contre-exemple donné par Lorenz et Jacob 2005). Le domaine 1 force aussi le domaine 2, mais les informations du domaine 2 se répercutent dans le domaine 1 à chaque pas de temps de l'intégration.

1.4 Principales sources d'incertitudes

Tout exercice de modélisation du temps se heurte à une série de limites inhérentes à la quantification du temps et de sa variabilité. Outre ces limites, les MR sont entachés d'incertitudes liées à leur principe de fonctionnement. Il s'agit ici de détailler les principales.

1.4.1 Conditions initiales imparfaites

Même si la mesure n'était pas entachée d'erreurs, il serait impossible de mesurer l'état de l'atmosphère et de la surface en tout point et tout le temps. De plus, la nature chaotique de l'atmosphère (Lorenz 1963, Hulme et al. 1999) restituée dans les modèles par la nonlinéarité des interactions entre les coeurs dynamique et physique (et au sein de

chaque coeur), impose qu'une légère perturbation des conditions initiales puisse avoir des conséquences importantes au terme de l'intégration (effet papillon/pépité). De la même manière que les modèles de prévision du temps, les solutions des MR sont donc fortement dépendantes des conditions initiales. Intégrer dans le temps et/ou dans l'espace tend à réduire les comportements chaotiques observés à haute fréquence. Inversement, les incertitudes sont maximales aux pas de temps courts (horaire et quotidien par exemple), à l'échelle du point de grille, et pour les variables dépendant fortement des paramétrisations physiques telles que les précipitations. Le seul moyen de s'affranchir d'une partie de cette incertitude est d'effectuer des simulations d'ensemble en perturbant aléatoirement les conditions initiales (exemple d'études basées sur des simulations régionales : Giorgi et Bi 2000, Lucas-Picher et al. 2008, Sanchez-Gomez et al. 2009, Nikiema et Laprise 2010) Schématiquement, l'approche ensembliste permet de distinguer le signal (l'information reproductible) se manifestant par une convergence de la majorité des membres, et le bruit (l'information non reproductible) se manifestant par une divergence entre les membres.

1.4.2 Modèles imparfaits

Par définition un modèle est une simplification de la réalité. La connaissance du temps étant encore partielle, il est alors difficile de simplifier un objet encore mal connu. C'est une des raisons pour laquelle les modèles sont en partie déterministes, passant par la paramétrisation des processus physiques inférieurs à leur résolution. À ce titre, un nombre considérable d'études soulignent la forte sensibilité des champs simulés à la paramétrisation de la convection, de la microphysique des nuages et de la couche limite, quelles que soient la région et la saison considérées (Bright et Mullen 2002, Gochis et al. 2002, Jankov et Gallus 2004, Jankov et al. 2005, Lim et Hong 2005, Liang et al. 2007, Rao et al. 2007, Im et al. 2008, Challa et al. 2009, Djiotang et Mkankam 2010). Pohl et al. (2011) soulignent également la sensibilité du cycle atmosphérique de l'eau aux schémas de radiation ondes courtes, aux LSM, et à la paramétrisation du couvert végétal, paramètres généralement choisis a priori dans les études utilisant des MR. En modifiant la résolution des données surfaciques (occupation du sol, type de sol, topographie), Zhang et al. (2010) trouvent, par exemple, que réduire leur hétérogénéité à l'intérieur d'une maille tend à artificialiser la circulation méso-échelle au sein de la couche limite, ce qui se répercute sur la circulation large échelle. Modéliser le climat passe aussi par une discrétisation spatio-

temporelle de phénomènes continus. Cette discrétisation induit des approximations qui introduisent de petites erreurs pouvant se propager et s'accroître au fur et à mesure de l'intégration. S'affranchir de cette limite est peu aisé pour des raisons de coûts de calcul, et les questions du pas de temps entre chaque calcul et de la précision n'ont pas encore trouvé de réponse consensuelle.

1.4.3 Conditions aux limites

Plus spécifiquement, les MR constituent ce que Laprise et al. (2008) appellent "a boundary-value problem". Les erreurs contenues dans le modèle forcé tendent à se répercuter à l'intérieur du domaine simulé. La transmission de l'état large échelle de l'atmosphère aux frontières latérales des MR pose également question. Dans la mesure du possible, les frontières latérales doivent être localisées dans des zones où la qualité des données du modèle forcé est optimale (Liang et al. 2001). Placer la zone tampon dans une région à topographie contrastée risque d'introduire des incohérences entre la thermodynamique du modèle forcé faiblement impactée par la topographie (du fait de sa résolution grossière) et celle des MR prenant nettement mieux en compte les détails topographiques.

L'épaisseur de la zone tampon peut également avoir des répercussions importantes. Sur la partie est de l'Asie, Zhong et al. (2010) montrent par exemple que l'accroître semble améliorer la circulation large échelle simulée par leur MR (RegCM3 : Pal et al. 2007) en haute troposphère, alors que la diminuer améliorerait la circulation en basse et moyenne troposphère. De nombreuses études montrent aussi qu'un saut de résolution trop important entre le modèle forcé et le MR induit une sous-estimation du spectre énergétique simulé par les MR (Denis et al. 2003, Dimitrijevic et Laprise 2003, Antic et al. 2003).

1.4.4 Taille du domaine

La taille du domaine est une question centrale dans l'utilisation d'un MR (Jones et al. 1995, Seth et Giorgi 1998, Rauscher et al. 2006, Alexandru et al. 2007, Leduc et Laprise 2009, Krichak et al. 2010). Lorsqu'un domaine est trop grand, les flux large échelle simulés peuvent s'écarter drastiquement des flux du modèle forcé, mais le temps de transit des variables est suffisamment grand à l'intérieur du modèle pour lui laisser la possibilité de

développer des structures d'échelles fines. À l'inverse, dans un petit domaine, le temps de transit est trop court pour que le MR s'éloigne de la solution du modèle forceur et pour qu'il développe de la petite échelle. De plus, une partie des études citées précédemment montre une relation positive entre la taille du domaine et la variabilité interne des MR. Autrement dit, plus le domaine est grand (petit), moins (plus) les structures spatio-temporelles obtenues sont reproductibles. Désagréger convenablement l'information large échelle avec un MR répond par conséquent à un compromis entre ce que Leduc et Laprise (2009) appellent le spin-up spatial (i.e. la distance minimale pour que le MR s'affranchisse du forçage latéral et crée de la petite échelle), la variabilité interne, la problématique traitée et, bien entendu, les coûts de calculs.

Notons que plusieurs solutions, éventuellement combinables, sont envisageables dans le cas de grands domaines (et de simulations longues) pour éviter que le MR s'éloigne trop du modèle forceur :

- (i) augmentation de la fréquence des forçages latéraux ;
- (ii) réinitialisation régulière (Qian et al. 2003, Lo et al. 2008) ;
- (iii) guidage spectral (Von Storch et al. 2000, Alexandru et al. 2009) ou temporel (Salameh et al. 2010) des variables pronostiques des MR en haute couche et/ou en surface vers la solution du modèle forceur.

1.4.5 Mise à l'équilibre ou spin-up temporel

Le temps de mise à l'équilibre (spin-up temporel), défini comme le temps nécessaire au MR pour s'ajuster aux conditions aux limites, est une question cruciale. L'atmosphère ayant une faible inertie, les MR s'affranchissent rapidement des conditions initiales atmosphériques. Un spin-up de quelques jours suffit donc amplement (De Elia et al. 2002). Ce n'est en revanche pas le cas pour les couches profondes du sol (1-2 mètres) dont la température et l'humidité ont une inertie plus longue. En théorie, un spin-up d'au moins une année est recommandé pour que les propriétés du sol profond atteignent des caractéristiques proches de l'état climatologique. Or, n'interagissant pas avec l'extérieur du domaine (MR en mode one-way), il est peu prudent d'utiliser les MR pour des simulations longues susceptibles de générer des dérives.

1.5 Application des MR

Les MR sont principalement dédiés à trois grands types d'application :

- (i) études comportementales pour mieux appréhender leur fonctionnement et les incertitudes, afin de les améliorer, et de définir des règles d'utilisation ;
- (ii) étude des processus : mieux comprendre les interactions d'échelle ;
- (iii) désagrégation dynamique des projections climatiques de large échelle dans le cadre du changement climatique ou de la prévision du temps à l'échelle synoptique.

L'avantage de la plupart des MR (par rapport aux MCG) est de proposer un large panel de schémas pour représenter les différents processus physiques sous-mailles. Les MR constituent donc une plateforme de recherche très attractive pour la prise en compte des incertitudes induites par les paramétrisations physiques (analyse des accords et désaccords de différentes configurations physiques). La valeur ajoutée potentielle des MR est logiquement attendue dans les basses couches de l'atmosphère et en surface en raison d'une meilleure prise en compte des conditions de surface (car meilleure résolution) et d'une physique plus fine que les MCG.

1.6 Le modèle régional WRF

1.6.1 Choix du coeur dynamique

WRF est un MR en points de grille proposant deux noyaux qui diffèrent selon l'utilisation souhaitée. Le noyau Non-Hydrostatic Meso-scale Model (NMM) est développé par le NOAA/NCEP pour la prévision opérationnelle, alors que le noyau Advanced Research WRF (ARW) est développé par le NCAR pour la recherche climatique. Véritable plateforme de recherche pour la simulation numérique du temps, le coeur dynamique ARW offre une large gamme de configurations (Fig. 4), allant de cas idéalisés en 2D et 3D au mode dit réel alimenté aux bornes par des données simulées de large échelle (MCG, réanalyses), avec possibilité d'assimiler des observations terrestres et satellitaires. Des modules dédiés à la pollution atmosphérique et aux problèmes environnementaux (incendies par exemple) sont également disponibles.

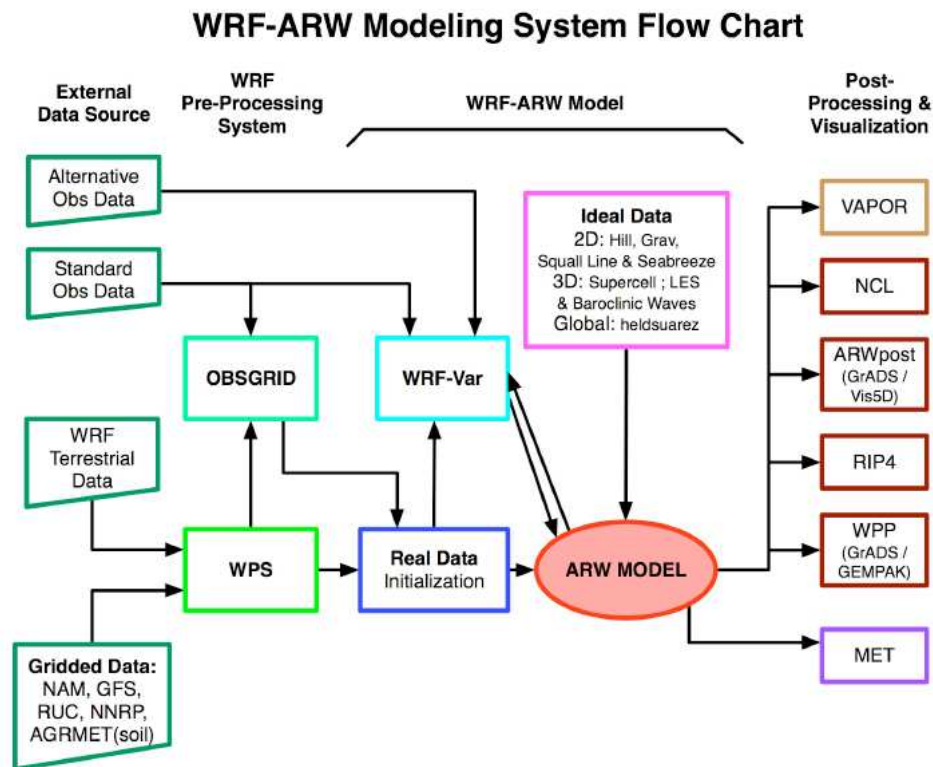


Figure 4 – Organigramme du coeur dynamique ARW de WRF. Source : Wang et al. (2009).

1.6.2 Fonctionnement général de WRF (ARW)

1.7.2.1 Préparation des données

Trois étapes successives sont nécessaires à la préparation des données utilisées pour initialiser WRF en surface et à chaque niveau atmosphérique, et pour le forcer aux bornes latérales (Fig. 5) :

(i) étape 1 (geogrid) : elle permet surtout de sélectionner le noyau dynamique (ARW ou NMM), le nombre total de domaines à simuler, leurs taille et localisation, le type de projection cartographique et la résolution horizontale du (des) domaine(s). Elle permet également de sélectionner les données de surface (principalement types de sol, occupation du sol, moyenne annuelle de la température des couches profondes du sol, altitudes et pentes, fraction végétale et albédo au pas de temps mensuel) disponibles à différentes résolutions (10m-arc, 5m-arc, 2m-arc ou 30sec-arc), et de les interpoler à la résolution

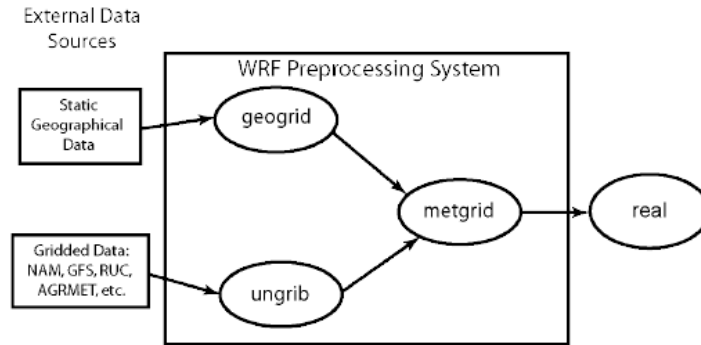


Figure 5 – Les trois étapes de la préparation des données. Source : Wang et al. (2009).

du modèle. Ces données ne varient pas dans le temps (elles sont dites statiques), et sont fournies par l'USGS (Anderson et al. 1976). Elles décrivent 24 catégories d'occupation du sol déterminées à partir de moyennes climatologiques, et 16 catégories de types de sol recensées par l'United Nations Food and Agriculture Organization. Notons qu'il est possible de sélectionner l'occupation du sol MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer : Friedl et al. 2002) déclinée en 20 catégories, à condition de coupler WRF au modèle de surface NOAH. Geogrid pondère chaque catégorie d'occupation du sol et de type de sol par la superficie occupée dans chaque maille WRF ;

(ii) étape 2 (ungrib) : elle renseigne la période d'extraction des données, le pas de temps entre chaque extraction et extrait les données dynamiques (variables météorologiques, de surface terrestre telle que l'humidité du sol, et des TSO) de large échelle utilisées pour fixer les conditions aux bornes latérales et en surface.

(iii) étape 3 (metgrid) : elle consiste à interpoler horizontalement les champs extraits à l'étape 2 sur la (les) grille(s) définie(s) à l'étape 1. De nombreuses méthodes d'interpolation sont disponibles. Se référer à Wang et al. (2009) pour plus de détails.

1.7.2.2 Désagrégation dynamique

Une fois le prétraitement effectué, les simulations sont initialisées (Fig. 5 : real). Cette étape passe d'abord par la définition de coordonnées verticales exprimées en niveaux σ (σ ; Fig. 6). L'avantage par rapport aux niveaux pression, est de mieux prendre en compte la topographie. Le premier niveau vertical ($p_{hs} = 1$; Fig. 6) correspond à la surface. Le dernier ($p_{ht} = 0$; Fig. 6) correspond à la borne verticale la plus élevée du domaine

simulé, et est constant quelle que soit la maille considérée. Cette représentation verticale permet d'assurer la contrainte de continuité en prenant mieux en compte la morphologie du relief pour résoudre les équations de la mécanique des fluides. WRF propose une discrétisation verticale en 28 ou 35 niveaux σ , et laisse la possibilité d'en définir d'autres. La densité du nombre de niveaux est fonction de l'éloignement à la surface, de manière à mieux renseigner les basses couches soumises à une dynamique plus bruitée que les hautes couches, davantage impactées par la circulation large échelle.

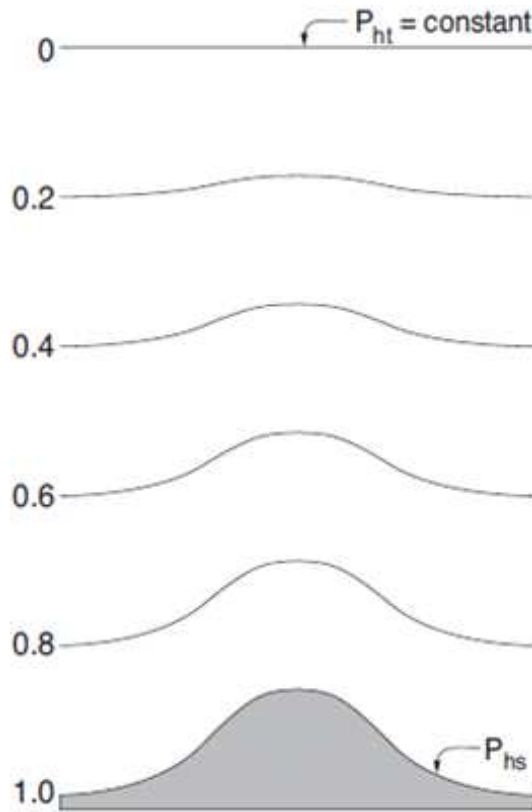


Figure 6 – Coordonnées verticales en niveaux pour lesquels les équations ARW sont résolues. Source : Skamarock et al. (2008).

Les champs atmosphériques du modèle forceur fournis en niveaux pression sont alors interpolés sur les coordonnées verticales en niveau σ , et utilisés pour renseigner chaque maille du domaine afin d'initialiser les conditions atmosphériques. Certaines variables surfaciques, principalement l'humidité du sol et sa température, sont également interpolées en fonction du nombre de couches prises en compte par le LSM. Ces données, de même que les données statiques, permettent d'initialiser les données de surface, en tenant compte de

la topographie et de la projection cartographique.

Pour mener à bien les simulations, le noyau dynamique ARW s'appuie sur la formulation non-hydrostatique des équations de la mécanique des fluides et de la thermodynamique. Les équations sont résolues sur une grille Arakawa C (Fig. 7). Les champs dynamiques tels que les composantes zonale et méridienne du vent (U et V respectivement) sont résolus sur la jonction des mailles. Toutes les autres variables (variables thermodynamiques, scalaires et de masse) sont résolues au centre de chaque maille.

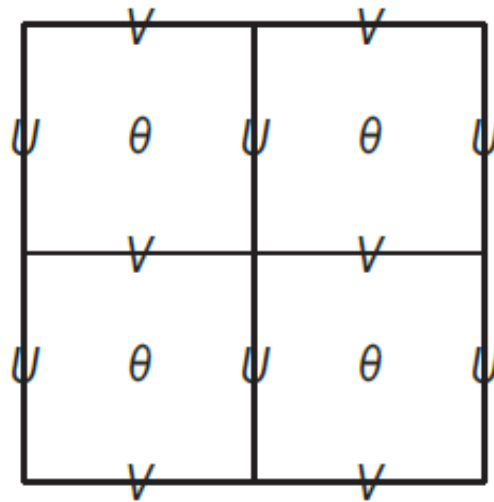


Figure 7 – Grille Arakawa C sur laquelle sont résolues les équations du modèle. Chaque carré représente une maille horizontale du domaine. U et V représentent respectivement les composantes zonale et méridienne du vent. θ représente toutes les autres variables.

1.7 Sensibilité des champs des précipitations simulées à la paramétrisation physique

Quelle que soit la résolution des modèles, les processus physiques et les échelles de mouvement ne peuvent pas totalement être résolus explicitement (pour des raisons de coût de calcul ou par manque de connaissance). Ces processus impactent la qualité des simulations et des prévisions dans le cas de modèles opérationnels. Il est donc nécessaire de tenir compte des processus via des paramétrisations physiques (i.e. représentation paramétrique des effets collectifs de phénomènes d'échelle fine localisés à l'intérieur d'un

point de grille en fonction des conditions de large échelle) qui incluent implicitement des processus physiques. Les paramétrisations rendent uniquement compte de transferts verticaux d'énergie, de quantité de mouvement ou de constituants entre les mailles. L'effet de ces transferts verticaux est introduit sous forme de forçages additionnels dans les équations pronostiques du modèle. Les paramétrisations sont basées sur une connaissance phénoménologique des processus, sur certains principes de base de la physique, et parfois sur une théorie statistique permettant un fondement plus solide. Il n'y a pas un, mais plusieurs moyens de paramétriser un type de processus. En fonction des hypothèses posées pour bâtir la paramétrisation physique, les champs simulés peuvent différer fortement. Les paramétrisations sont, par conséquent, une source d'incertitude majeure dans les modèles numériques. Ces paramétrisations ont un impact important sur la pluviométrie (Manju et Shweta 2011, Flaounas et al. 2010).

1.8 Paramétrisations physiques testées

Les schémas de convection sont très importants pour simuler la pluviométrie (Wang et Seaman 1997; Gallus 1999), surtout lorsqu'elle est de nature convective (Leung et al. 2004; Dai 1999), ce qui est le cas des régions tropicales à subtropicales. Le déclenchement de la convection est principalement lié à la dynamique des basses couches en partie gérée par le schéma de couche limite, telle que la convergence d'humidité. Le choix du schéma de la couche limite planétaire affecte les profils d'humidité et de température interagissant avec le schéma de convection, et donc avec les précipitations (Bright et Mullen 2002). De plus, les schémas de la couche limite sont responsables du mélange turbulent de tous les niveaux verticaux, contribuant également au déclenchement de la convection. Les schémas de microphysique contrôlent quant à eux les échanges de chaleur à l'intérieur des nuages, produisent la pluie non convective (stratiforme) et influencent le bilan radiatif à la fois au sommet de l'atmosphère et en surface (Arakawa et Schubert 1974, Arakawa 2004).

Cette section présente les caractéristiques majeures de chaque schéma testé dans ce travail. Elle est inspirée de Stensrud (2007) et Skamarock et al. (2008)

1.8.1 Schémas de convection

a) Généralités

Il existe deux grands types de convection : la convection profonde et la convection peu profonde, qui se réfèrent respectivement à des éléments convectifs à fort/faible développement vertical. Associée à de fortes ascendances et quantités précipitées, la convection profonde réchauffe (par libération de chaleur latente) et assèche (condensation et précipitation de la vapeur d'eau) l'atmosphère, ce qui n'est pas le cas pour la convection peu profonde.

La convection est un paramètre important non seulement pour le cycle atmosphérique de l'eau (d'autant plus sous les tropiques où l'agriculture pluviale prédomine), mais aussi pour la circulation atmosphérique locale à globale. Les gradients horizontaux de chaleur latente résultant de la convection profonde agissent significativement sur la circulation verticale de large échelle, telles que les cellules de Hadley et de Walker. La convection profonde est également une composante clé d'ENSO, mode de variabilité déterminant sur la pluviométrie saisonnière de nombreuses régions du globe. Au cours d'événements ENSO, la convection profonde liée aux anomalies chaudes des TSO de l'océan Pacifique tropical provoque des anomalies de divergence en haute troposphère qui activent des trains d'ondes de Rossby, altérant la circulation hémisphérique. La convection peu profonde modifie quant à elle le bilan radiatif de surface, influençant la structure et la turbulence de la couche limite planétaire.

L'importance de la convection sur les processus locaux à globaux suggère qu'il est impossible de prévoir correctement la circulation atmosphérique locale à globale sans une représentation raisonnable de tous les types de convection humide dans les modèles numériques. Résoudre explicitement les noyaux convectifs, qui résultent souvent de processus locaux, nécessiterait une résolution horizontale supérieure à 1 km, opération très coûteuse en temps de calcul. Pour s'affranchir de cette contrainte, les effets des processus convectifs sous-mailles sont résolus implicitement. Opérant sur chaque colonne du modèle, les schémas de convection déterminent les flux verticaux associés aux ascendances et subsidences sous-mailles, les mouvements compensatoires à l'extérieur des nuages, et fournissent les profils verticaux de chaleur et d'humidité.

b) Caractéristiques des schémas testés

Cinq schémas de convection sont testés parmi neuf disponibles dans la version 3.3. Il s'agit des schémas de Betts-Miller-Janjic (BMJ), Kain-Fritsch (KF), Grell-Devenyi (GD), le schéma modifié de Tiedtke et le schéma simplifié de Arakawa-Schubert.

BMJ est un schéma d'ajustement qui suppose que la CAPE est fournie par l'environnement large échelle. Ce schéma consiste d'abord à déterminer la base et le sommet des nuages. La base correspond au LFC. Le sommet est défini comme le niveau le plus haut dans le modèle pour lequel la flottabilité de la parcelle est encore positive, niveau précédent l'EL. Pour une colonne donnée, lorsque la flottabilité n'est positive nulle part, la convection n'est pas déclenchée. Si elle est positive à plusieurs niveaux et que la différence de pression entre la base et le sommet du nuage est supérieure à (n'excède pas) 200 hPa, BMJ déclenche de la convection profonde (peu profonde). Qualifié de "deep-layer control convective scheme" (Stensrud 2007), BMJ doit réunir deux conditions pour déclencher de la convection profonde :

- (i) une CAPE positive ;
- (ii) que la quantité d'humidité disponible soit importante à la fois en basse et moyenne troposphère. Au contraire, la convection des schémas **KF** et **GD** est contrôlée par les basses couches.

KF est un schéma en flux de masse permettant de calculer les transferts de masse d'un niveau à un autre. Il déclenche la convection à partir du LFC lorsque la flottabilité est positive. Si cette dernière est neutre, KF peut déclencher de la convection peu profonde en se basant sur la TKE au lieu de la CAPE. La fermeture de la convection profonde se produit lorsque 90% de la CAPE est atteinte.

GD est un schéma plus simple dans lequel les nuages constituent un système en une dimension (1D) avec une branche ascendante et une branche subsidente. Les échanges entre ces deux branches, et entre le système convectif et l'environnement, se font à la base et au sommet du nuage. Quarante-huit membres appliqués à trois différents types de subsidence ($3 \times 48 = 144$ membres) assurent la fermeture dynamique et du déclenchement, les seuils de déclenchement variant pour chaque membre. Comme KF, la fermeture est basée sur la CAPE, mais également sur la vitesse verticale en basse couche, ou sur la convergence d'humidité. Au final, les précipitations convectives produites par GD sont proportionnelles à l'intégrale de l'humidité advectée par ascendance.

Le schéma de **Tiedtke** est un schéma du flux large gamme (Tiedtke 1989). Il gère trois types de convection : profonde, intermédiaire, et peu profonde. Dans le schéma de Tiedtke, un seul nuage convectif est considéré, comprenant un seul courant d'air ascendant saturé. L'ascendance et la subsidence entre le nuage et l'environnement peuvent avoir lieu à n'importe quel niveau entre le niveau de convection libre et le niveau de flottabilité. L'hypothèse de fermeture d'origine pour la convection profonde repose sur une fermeture de la convergence de l'humidité, tandis que celui utilisé dans cette version est basée sur la CAPE modifié par Nordeng (1994).

Dans le schéma convectif de **Arakawa et Schubert simplifié**, la convection profonde est simplifiée seulement pour les nuages. La convection profonde est paramétrisée comme une extension du schéma de diffusion verticale de Tiedtke.

1.8.2 Schémas de couche limite planétaire

a) Généralités

La couche limite planétaire est la partie de la troposphère directement influencée par la surface terrestre (continentale et océanique). Les déplacements horizontaux/verticaux et les échanges d'énergie sont, par conséquent, contraints par la force de frottement (rugosité). Cette couche répond très rapidement (une heure ou moins) aux forçages surfaciques, notamment aux flux de chaleurs sensible et latente, forçages essentiellement transmis par turbulence (Stensrud 2007). Son épaisseur est sensible au cycle diurne, pouvant varier de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres en quelques heures. Cette couche se subdivise en deux parties : la couche de surface très fine (10 à 100 m) non impactée par la force de Coriolis, et la couche supérieure dans laquelle l'influence de la force de Coriolis augmente graduellement avec l'altitude.

Dans un modèle atmosphérique, les schémas de PBL sont des schémas 1D supposant une nette différence entre les tourbillons sous-mailles et les tourbillons large échelle. Ils gèrent, sur toute la colonne d'air, les flux sous-mailles résultant de la turbulence. Lorsqu'ils se déclenchent, la diffusion verticale explicite est désactivée. Contrôlant les profils verticaux des flux, ces schémas impactent les tendances des températures, de l'humidité et du mouvement horizontal sur l'ensemble de la colonne atmosphérique. La plupart prennent en compte le mélange sec et les effets de la saturation des parcelles d'air sur la stabilité verticale.

b) Caractéristiques des schémas testés

Comme les schémas de convection, les quatre schémas de PBL sont retenus parmi onze disponibles dans la version 3.3. Notons que le Medium Range Forecast Model (MRF), est une version antérieure à YSU.

Les schémas YSU et ACM2 sont des schémas de fermeture de premier ordre, ce qui implique qu'ils ne requièrent pas d'équations pronostiques additionnelles pour représenter les effets de la turbulence sur les variables. Pour ces deux schémas, la diffusivité est déterminée par le profil K dans la couche limite et par le cisaillement local du vent et le nombre local de Richardson dans l'atmosphère libre. En plus d'un simple modèle de diffusion, YSU et ACM2 prennent en compte le mélange non local par les tourbillons convectifs large échelle.

YSU (Yonsei University) utilise des termes de contre-gradients pour représenter les flux résultant de gradients non-locaux. Il résout explicitement l'entraînement au sommet de la PBL en incluant un terme de flux d'entraînement asymptotique proportionnel aux flux surfaciques (Noh et al. 2003) au niveau d'inversion. Pour la couche limite stable, le coefficient de mélange du schéma local est fonction du nombre local de Richardson (Hong et al. 2006). L'épaisseur de la PBL est en général déterminée par le profil thermique et le sommet de la PBL correspond au niveau pour lequel l'entraînement est maximal. La diffusion verticale dépend du nombre de Richardson dans l'atmosphère libre.

ACM2 combine un modèle transilient et un modèle de diffusion tourbillonnaire. En condition convective, ACM2 peut simuler des mouvements ascendants rapides et un cisaillement local induit par la diffusion turbulente. Le partitionnement entre les composantes locales et non-locales est dérivé de la fraction non-locale des flux de chaleur. Pleim et Xiu (2003) a montré que la composante locale (le terme de diffusion tourbillonnaire) est à l'origine de la plupart des flux de chaleur subsidents dans la zone d'entraînement.

MYJ est le seul schéma de PBL testé à être basé sur une fermeture de la turbulence de second ordre. Basé sur le travail de Mellor et Yamada (1982), le mélange vertical de la colonne atmosphérique (PBL et atmosphère libre) est basé sur l'énergie cinétique turbulente.

Une différence majeure entre MYJ et YSU / ACM2 est l'approche locale / non locale. YSU et ACM2 prennent en compte les transferts de mouvement et de masse induits par les tourbillons large échelle, tandis que MYJ détermine la diffusion et la turbulence

localement. MYJ ne résout pas explicitement l'entraînement, mais le déduit du mélange vertical.

QNSE (Quasi-Normal Scale Elimination PBL) est le schéma de PBL basé sur l'énergie cinétique turbulente qui utilise une nouvelle théorie pour des régions stablement stratifiées.

1.8.3 Schémas de microphysiques

a) Généralités

Les processus microphysiques intervenant dans la formation, le développement et la dissipation des particules nuageuses, impactent le développement et l'évolution de la convection. Ces processus ont aussi un effet important sur la libération de chaleur latente résultant des changements de phase de l'eau, et sur les interactions entre les nuages et le bilan radiatif. Par exemple, les nuages hauts et fins comme les cirrus contribuent au réchauffement du système terre-océan-atmosphère, alors que les nuages bas et épais comme les stratocumulus ont plutôt tendance à le refroidir. À plus petite échelle, les variations de température liées aux processus microphysiques lors de la formation et de l'évolution d'un nuage vont également modifier les variables thermodynamiques. Enfin, les nuages jouent un rôle primordial dans le cycle de l'eau en canalisant, transportant et redistribuant à la surface l'eau, sous toutes ses phases (vapeur, liquide ou solide).

En raison de leur complexité et du manque d'observations, les processus de la microphysique nuageuse représentent une incertitude importante de la modélisation climatique. Les deux enjeux majeurs sont de pouvoir estimer les changements de phase de l'eau et les interactions entre les nuages et les particules précipitantes, interactions dépendant de la phase de l'eau et de la taille des particules, elles-mêmes variant avec l'altitude.

Deux grandes approches permettent de paramétriser la microphysique nuageuse :

- (i) l'approche bin permet de résoudre explicitement la distribution de la taille des particules, mais nécessite une très haute résolution horizontale, donc des temps de calcul exorbitants ;
- (ii) l'approche implicite (bulk) est celle couramment utilisée dans les MCG et MR. Elle consiste à diviser les hydrométéores en catégories (gouttelettes de nuage, cristaux de glace et espèces qui précipitent comme la pluie et la neige), et à les représenter par une fonction de distribution de taille (gamma, exponentielle, lognormale, etc.).

Plus le schéma est complexe, plus il inclut un nombre important de catégories d'hydro-

météores. L'avantage d'inclure plusieurs types d'hydrométéores est de pouvoir représenter une plus grande quantité de processus microphysiques.

Les schémas microphysiques sont également classables selon le nombre de moments que leurs distributions de tailles considèrent. Plus le nombre de moments est élevé, plus le degré de liberté associé au spectre d'hydrométéores est important, et plus le schéma résout un nombre important de processus et de rétroactions. Dans ce travail, des schémas à simple ou double moments sont utilisés :

(i) les schémas à simple moment calculent uniquement le rapport de mélange. Généralement, ils incluent des équations pronostiques séparées pour le rapport de mélange des différentes catégories d'hydrométéores représentées et un paramétrage détaillé de la précipitation et des processus d'évaporation et de condensation ;

(ii) les schémas à double moment calculent à la fois le rapport de mélange et la concentration. L'ajout de la concentration est important car cette variable a une influence directe sur la taille des particules, la sédimentation, les collisions entre hydrométéores et les propriétés radiatives des nuages. Calculer la concentration permet de quantifier la taille effective des particules, paramètre important pour la détermination de l'impact radiatif du nuage.

b) Caractéristiques des schémas testés

Les six schémas microphysiques testés sont de type bulk à simple moment (WSM6 et EF) et à double moment (M2M). La version WRF utilisée dans ce travail propose seize schémas de MP au total. Le choix a consisté à retenir des schémas simples à complexes, considérant deux (EF), six (WSM6), et dix (M2M) variables.

WSM6 est une extension des schémas WSM3 et WSM5 incluant les processus associés à la neige roulée. WSM6 prend en compte six variables pronostiques, i.e. le rapport de mélange de la vapeur d'eau, l'eau et la glace constituant les nuages, la pluie, la neige et la neige roulée. Notons que le comportement de ce schéma diffère seulement de celui de WSM3 et WSM5 à haute résolution, ce qui n'est pas le cas dans ce travail.

EF calcule les changements de la vapeur d'eau sous forme nuageuse, pluvieuse et glacée (neige, neige roulée, grêle). Chaque hydrométéore est combiné en condensat total. Seuls ces condensats et la vapeur d'eau sont advectés dans le modèle. De plus amples informations peuvent être trouvées dans le Technical Procedures Bulletin de novembre

2001, disponible en ligne. <http://www.emc.ncep.noaa.gov/mmb/mmbpll/eta12tpb/>.

M2M calcule la concentration et le rapport de mélange pour quatre types d'hydrométéores distincts (gouttelettes de nuage, pluie, cristaux de glace et neige). La distribution de tailles de tous les types d'hydrométéores est représentée par une fonction gamma. M2M inclut de nouveaux paramétrages pour l'activation des gouttelettes, la nucléation homogène et hétérogène de la glace et le calcul de l'index spectral de la distribution de tailles des hydrométéores.

1.9 Types de prévisions

On distingue principalement deux types de prévisions : les prévisions déterministes et les prévisions probabilistes.

1.9.1 Prévisions déterministes

Une prévision déterministe est une prévision qui n'affiche aucune incertitude. Elle fournit, pour une variable à une échéance donnée, une valeur unique à l'utilisateur. Ce type de prévision considère qu'à partir d'un état donné de l'atmosphère, il est possible (même si l'on en est pas encore capable), de définir de façon déterministe ce qui deviendra le système atmosphérique dans le futur. Pour deux états initiaux identiques, l'évolution doit être la même.

1.9.2 Prévisions probabilistes

Les processus atmosphériques sont régis par le *chaos dynamique* : l'évolution temporelle d'un système tel que l'atmosphère est extrêmement sensible à ses conditions initiales (Lorentz 1969 ; Lorentz 1993). Etant donné que l'état de l'atmosphère à un instant donné ne peut pas être mesuré de façon exhaustive, il restera toujours une imprécision et une incertitude sur les prévisions. C'est pourquoi on peut considérer comme Sanders (1963), que la météorologie est de nature stochastique. Les variables atmosphériques gagnent donc à être considérées comme des variables aléatoires dont les lois de probabilités sont conditionnées par ce que nous avons pu mesurer de l'état initial de l'atmosphère.

À ces incertitudes, intrinsèques à la nature de l'atmosphère, s'ajoute le fait que notre connaissance du fonctionnement des processus atmosphériques est imparfaite. Les modèles

de prévision ne faisant que résumer l'état de nos connaissances, ils ne représentent en aucun cas l'atmosphère de façon parfaite. Les prévisions déterministes surestiment donc sûrement leurs capacités prédictives et seules les prévisions probabilistes peuvent espérer rendre compte de la réalité, permettant d'exprimer l'ensemble de ces incertitudes.

Certes, pour le grand public, les prévisions déterministes sont plus faciles à manipuler. Mais pour un utilisateur final ayant un objectif économique par exemple, les prévisions probabilistes rendent possible l'utilisation des techniques de prise de décision optimale dans un contexte incertain (Katz et al. 1982; Krzysztofowicz 1983). On peut ainsi montrer que les prévisions probabilistes sont plus utiles, pour l'utilisateur rationnel, que les prévisions déterministes qui ignorent leurs incertitudes, aussi bien dans un contexte théorique (Krzysztofowicz 1983) que dans le cadre d'applications concrètes (Stuart 1982).

Ainsi, dans le cas d'applications économiques impliquant l'utilisation répétée de prévisions météorologiques, typiquement dans le cas de la gestion des ressources en eau (barrage, culture), il est licite de chercher à avoir des prévisions utiles " en espérance ". Les prévisions probabilistes ont alors tout leur intérêt. On distingue plusieurs types de prévisions probabilistes.

1.10.2.1 Prévision "oui/non"

Tableaux de contingence

Lorsque la prévision est utilisée à des fins d'alertes, on est généralement intéressé par le dépassement ou non d'un certain seuil par une variable sensible, le niveau d'eau en amont d'une agglomération dans le cas d'une alerte de crue. Tant que cette variable reste en deçà de ce seuil, tout va pour le mieux. Cependant, si elle le dépasse, on peut craindre des dommages aux biens ou aux personnes et il est nécessaire de déclencher une alerte.

De même, la prévision peut concerner l'occurrence ou non d'un phénomène météorologique, sans s'intéresser pour autant à son amplitude : occurrence de cyclone ou de précipitation par exemple.

Il est donc courant de ranger observations et prévisions au sein de deux catégories. Dans le cas des précipitations, on peut fixer des seuils de cumuls pluviométriques pour lesquels on évalue la capacité de notre système à bien prévoir le dépassement ou le non-dépassement de ces seuils. Pour un seuil S donné, les prévisions générées et les observations associées sont classées dans les événements réalisés ou dans les événements non réalisés. De

cette manière, on remplit un tableau de contingence (Tableau 2) en comptant le nombre d'événements :

- A, observés et correctement prévus (vraie alerte) ;
- B, non observés mais prévus (fausse alerte) ;
- C, observés mais non prévus (défaut d'alerte) ;
- D, non observés et non prévus.

Tableau 2 – *Tableau de contingence valable pour un seuil S de précipitations.*

	$P_{observee} > S$	$P_{observee} \leq S$
$P_{prevue} > S$	A	B
$P_{prevue} \leq S$	C	D

Une méthode de prévision est d'autant meilleure que les nombres B et C sont faibles. Ainsi, une méthode parfaite ne génère aucune fausse alerte ni aucun défaut d'alerte. Il existe de nombreux scores de vérification qui peuvent être calculés à partir d'un tableau de contingence (Jolliffe et Stephenson 2003). Nous ne les listerons pas ici, mais nous proposons quelques scores très utiles pour apprécier la qualité d'une méthode de prévision.

Probabilité de précipitation (PoP)

Le score PoP (Probability of Precipitation), défini par l'équation 1.3, permet de connaître la probabilité que le seuil S soit dépassé par la lame d'eau observée, sachant que la lame de la prévision dépasse effectivement le seuil. On a,

$$PoP = \frac{A}{A + B} \quad (1.3)$$

où A et B sont obtenus à partir du tableau 2.

Probabilité de détection (POD)

Le score POD (Probability Of Detection), défini par l'équation 1.4, permet de connaître la probabilité que le seuil S soit dépassé par une lame d'eau prévue, sachant que la lame d'eau observée dépasse effectivement le seuil. Ce score, très sensible à la fréquence climatique de l'événement, tient notamment compte des vraies alertes mais ignore totalement

les fausses alertes. Le score POD est généralement analysé conjointement avec le score FAR que nous définirons dans cette section. Il est également à la base du diagramme ROC que nous présenterons un peu plus loin. Le score POD est compris entre 0 et 1, la valeur du score parfait étant 1.

$$POD = \frac{A}{A + C} \quad (1.4)$$

Taux de fausses détections (POFD)

Le score POFD (Probability Of False Detection), défini par l'équation 1.5, permet de connaître la probabilité que le seuil S soit dépassé par une lame d'eau prévue, sachant que la lame d'eau observée ne dépasse pas le seuil. Ce score est sensible aux fausses alertes mais ignore totalement les alertes manquées. C'est également un composant essentiel du diagramme ROC. Le score POFD est compris entre 0 et 1, la valeur du score parfait étant 0.

$$POFD = \frac{B}{B + D} \quad (1.5)$$

Taux de fausses alertes (FAR)

Le score FAR (False Alarm Rate), défini par l'équation 1.6, permet de connaître la probabilité, lorsque le seuil S est dépassé par une lame d'eau prévue, que la lame d'eau observée ne dépasse pas ce seuil. Ce score, très sensible à la fréquence climatologique de l'événement, tient compte des fausses alertes mais ignore les alertes manquées. Le score FAR est compris entre 0 et 1, la valeur du score parfait étant 0.

$$FAR = \frac{B}{A + B} \quad (1.6)$$

Score d'Hansen-Kuipers (TSS)

Le score TSS (True Skill Statistic, ou score de Hansen-Kuipers), défini par l'équation 1.7, tient compte à la fois des vraies alertes (POD) et des alertes manquées (POFD), et permet d'évaluer plus globalement une méthode de prévision pour un type d'événement donné. Il utilise tous les éléments d'un tableau de contingence, et tient compte de l'influence de la climatologie de l'événement ciblé sur la réalisation de bonnes prévisions du

simple fait du hasard. Ce score, peu sensible à la fréquence climatologique de l'événement, ne tient pas compte du biais éventuel de la prévision. Il est donc moins adapté aux événements rares. Le score TSS est compris entre -1 et 1, une valeur nulle indiquant aucune compétence, la valeur du score parfait étant égale à 1.

$$TSS = \frac{A}{A+C} - \frac{B}{B+D} = POD - POFD \quad (1.7)$$

Diagramme ROC et score AROC

Le diagramme ROC (Relative Operating Characteristic) est utilisé en médecine mais aussi depuis quelques années en météorologie (Stanski et al. 1989; Golding 2000). Ce diagramme a l'avantage de présenter plusieurs caractéristiques utiles pour la comparaison entre deux méthodes de prévision. Ce diagramme trace, pour un seuil S fixé, la probabilité de détection (POD) en fonction du taux de fausses détections (POFD). Les scores POD et POFD sont donc évalués pour différentes fréquences au non-dépassement. Le diagramme ROC n'est pas sensible au biais de la prévision, en revanche il permet de mesurer l'utilité d'une méthode de prévision. Si la courbe est une droite qui se confond avec la première bissectrice, alors la prévision évaluée est équivalente à la climatologie; tandis que la prévision est parfaite si la courbe se superpose à l'angle supérieur gauche. Dans ce cas, pour toutes les fréquences étudiées, la probabilité de détection est de 1 et le taux de fausses détections est de 0. En outre, les diagonales tangentes à la courbe ROC en chaque point représentent les isovaleurs de TSS. Il est généralement utile de condenser l'information contenue dans un diagramme ROC par l'aire évaluée sous la courbe ROC, que nous nommerons le score AROC par la suite. Ce score est compris entre 0 et 1, une valeur de 1 correspondant à une prévision parfaite et une valeur de 0,5 indiquant aucune compétence par rapport à la climatologie.

Identification du biais de la prévision

Nous avons retenu deux éléments permettant d'identifier et d'analyser le biais que peut contenir une prévision probabiliste : le diagramme de Talagrand et le diagramme de fiabilité.

a) Diagramme de Talagrand

Le diagramme de Talagrand (Anderson 1996 ; Talagrand et al. 1997), également appelé histogramme des rangs, permet d'évaluer la fiabilité d'une méthode de prévision probabiliste. En d'autres termes, il permet de vérifier si la pluie observée est en moyenne incluse dans l'ensemble des scénarios, et par conséquent de détecter les défauts systématiques du système de prévision. Il est plus largement utilisé dans le cadre de la vérification des prévisions d'ensemble (Hamill 2001). L'inconvénient majeur est qu'il ne tient pas compte des pluies nulles.

b) Diagramme de fiabilité

Ce diagramme permet, pour un événement donné, de vérifier si la probabilité prévue que cet événement se produise correspond à sa fréquence observée (Wilks 2006 ; Hamill et Colucci 1997). Cela consiste finalement à tracer des fréquences relatives observées de l'événement F_{obs} en fonction des probabilités prévues P_{emp} . On associe généralement au diagramme l'histogramme des fréquences d'utilisation des probabilités prévues.

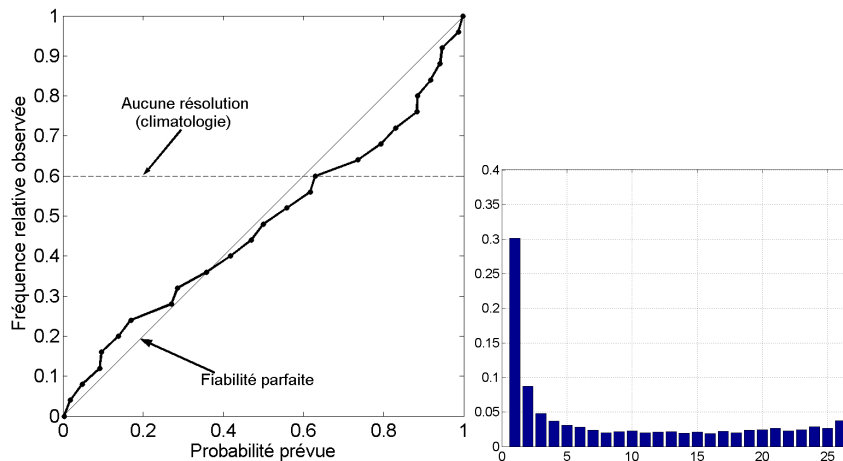


Figure 8 – Exemple de diagramme de fiabilité accompagné de l'histogramme des fréquences observées, pour une prévision probabiliste formée de 25 individus.

L'interprétation du diagramme est la suivante (figure 8). La fiabilité (de l'anglais reliability) de la prévision est indiquée par la proximité de la courbe à la diagonale. L'écart à la diagonale représente ainsi le biais conditionnel de la prévision. Dans le cas d'un système de prévision probabiliste, si la courbe est en-dessous (resp. au-dessus) de

la diagonale, alors la prévision tend à sur-estimer (resp. sous-estimer) les précipitations. Dans l'exemple de la figure 8, la prévision sousestime les précipitations observées pour les faibles probabilités (inférieures à 0,25), tandis qu'elle les sur-estime pour les probabilités moyennes à fortes (supérieures à 0,5). En outre, plus la courbe est plate, moins la prévision a de résolution (équivalente à la notion de finesse). Ainsi la prévision climatologique, qui ne permet pas de discriminer les situations pour lesquelles l'événement a eu lieu de celles pour lesquelles il n'a pas eu lieu, n'a aucune résolution. Ce diagramme est par conséquent conditionné par les prévisions, et traduit ainsi le vrai sens de la prévision. Il est complémentaire du diagramme ROC, dans la mesure où celui-ci est conditionné par les observations.

c) Score de Brier

Le Score de Brier (BS) est défini par :

$$BS = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (p_k - o_k)^2 \quad (1.8)$$

où, pour une catégorie k donnée sur n catégories, p_k est la probabilité prévue et o_k est la probabilité observée ($o_k = 100\%$ si l'événement se produit, $o_k = 0\%$ si l'événement ne se produit pas). Comme examiné par Wilks (2006), le skill score connu sous le nom de Brier Skill Score (BSS) est souvent calculé. Il est donné par :

$$BSS = 1 - \frac{BS}{BS_{ref}} \quad (1.9)$$

Murphy (1973) a montré comment l'équation 1.8 pourrait être divisée en trois composantes, mesurant le degré de fiabilité, de résolution, et l'incertitude dans les prévisions et les observations. Ici, le jeu de données de vérification est supposé contenir un nombre discret I des valeurs de probabilité, où N_i est le nombre de cas dans la i ème catégorie de la prévision. Pour chaque catégorie de la prévision, la fréquence moyenne relative des événements observés est calculée :

$$\bar{o}_i = \frac{1}{N_i} \sum_{k \in N_i} o_k \quad (1.10)$$

En outre, la climatologie globale de l'échantillon (overall sample climatology) de l'événement observé est calculé :

$$\bar{o} = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n o_k = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n N_k \bar{o}_k \quad (1.11)$$

Compte tenu de celles-ci, l'équation 1.8 peut être réécrite sous la forme

$$BS = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^I N_i (p_i - \bar{o}_i)^2 - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^I N_i (\bar{o}_i - \bar{o})^2 + \bar{o}(1 - \bar{o}), \quad (1.12)$$

où le premier terme est la fiabilité, le second terme est la résolution, et le dernier terme est l'incertitude. Ainsi

$$BS = \textit{Reliability} - \textit{Resolution} + \textit{Uncertainty} \quad (1.13)$$

1.9.2.2 Les approches statistiques

Les approches statistiques cherchent à identifier, à partir d'une archive de données, les relations statistiques qui peuvent exister entre certaines variables (les prédicteurs), observées à un instant t , et la variable cible (prédicte), observées à un instant $t + \Delta t$. Le but ici n'est pas d'explicitier les processus physiques qui se cachent derrière ces liaisons statistiques mais simplement d'exprimer le mieux possible ces liaisons.

Une fois la liaison établie, on s'en sert pour prévoir la variable cible à échéance de Δt à partir de l'observation des prédicteurs au temps t . Pour chaque échéance considérée, il est ainsi nécessaire de formuler une nouvelle liaison statistique.

1.9.2.3 La prévision d'ensemble

la prévision d'ensemble est à considérer comme une utilisation *stochastique* plutôt que statistique des modèles numériques. En effet, elle ne fait pas intervenir de liaisons statistiques entre variables.

Du fait du chaos dynamique, l'atmosphère est fortement non linéaire, si bien que les modèles numériques le sont aussi. Une erreur, aussi minime soit-elle, sur les conditions initiales du modèle, peut donc entraîner de très fortes erreurs sur les résultats de prévision. L'idée de la prévision d'ensemble est donc de ne pas se contenter de la prévision reposant sur la meilleure estimation des conditions initiales, c'est à dire le résultat *unique* de la phase d'analyse de toutes les données disponibles, appelé "l'analyse". L'idée est plutôt de réaliser tout un ensemble de prévisions reposant sur tout un ensemble de conditions

initiales proches les unes des autres, mais néanmoins différentes. Chacune de ces prévisions fournit une évolution temporelle appelée *trace* (ou membre) : elles représentent des évolutions possibles de l'atmosphère. On obtient ainsi une distribution de prévisions qui permet d'estimer, pour différentes échéances, la probabilité d'occurrence de certains phénomènes, selon que ceux-ci se retrouvent dans un nombre plus ou moins important de *traces*. De cette façon, il est possible d'obtenir soit une prévision probabiliste, soit d'associer un intervalle de confiance à la prévision déterministe issue de l'analyse. Les différentes conditions initiales sont obtenues par modifications de l'analyse.

La prévision d'ensemble permet de faire apparaître l'incertitude liée au chaos dynamique de l'atmosphère, en présentant la dispersion possible des solutions envisageables associées à l'incertitude des conditions initiales. Elle ne résoud cependant pas les problèmes d'adaptation aux échelles locales. Cette approche peut donc elle-même être conjuguée avec les techniques d'adaptation statistique.

1.9.2.4 L'adaptation statistique

Les modèles numériques ont, comme nous l'avons vu, des difficultés à représenter les effets locaux. Ils peuvent en outre être entachés de biais, c'est-à-dire d'erreurs systématiques. Afin de les aider à recoller à la réalité, il peut être intéressant de faire appel aux informations contenues dans les séries de données réellement mesurées, celles-ci possédant la connaissance des spécificités locales. On procède ainsi à une *adaptation statistique* des sorties des modèles numériques. L'adaptation statistique est une variante des approches statistiques classiques. Comme dans l'approche statistique classique, on procède dans un premier temps au calage d'une relation statistique entre prédicteurs et prédicands. Puis, cette relation est appliquée pour obtenir une prévision des prédicands à partir des prédicteurs. La différence est qu'ici, les prédicteurs servant à la prévision, ne sont pas des variables réellement observées, mais sont elles-même prévues par un modèle numérique.

En fonction de la façon dont on effectue le calage de la relation statistique, on différencie deux contextes d'adaptation (Wilks 2006) : la prévision parfaite et les statistiques de sorties de modèle.

a) La prévision parfaite (perfect prognosis)

En prévision parfaite, le calage de la relation statistique entre prédicteurs et prédic-tands s'effectue à partir des données réellement observées. Par contre, cette relation sera ensuite appliquée sur des prédicteurs non pas observés, mais prévus par le modèle numé-rique.

La relation statistique est dans ce cas indépendante à la fois de l'échéance de prévision considérée et du modèle numérique utilisé. Ce type d'approche peut permettre de répondre au besoin d'adaptation locale. Toutefois, si les prévisions des prédicteurs par le modèle numérique présente un biais, les résultats vont s'en trouver faussés, car celui-ci n'est pas présent dans les données observées servant au calage de la relation. L'utilisation de cette approche suppose donc que la prévision numérique des prédicteurs n'est pas entachée d'erreurs : qu'elle est parfaite, d'où son nom.

b) Les statistiques de sorties de modèle (Model Output Statistics, MOS)

Cette approche, introduite par Glahn et Lowry (1972), consiste à effectuer le calage de la relation statistique à partir des prédicteurs prévus par le modèle numérique et non plus à partir de leur observation. Ainsi, si les prévisions présentent un biais, il sera pris en compte lors de l'apprentissage. Les prédic-tands sont eux évidemment les valeurs observées.

Avec cette approche, on peut utiliser la même variable à la fois comme prédicteur et comme prédic-tand : il est ainsi fréquent d'établir des relations entre précipitations prévues par un modèle et précipitations réellement observées. De cette manière, on corrige le biais du modèle et on peut faire apparaître des effets locaux. L'approche MOS apparaît plus intéressante que l'approche en prévision parfaite car elle prend directement en compte les biais du modèle.

Chapitre 2

Domaine d'étude, Données utilisées et Méthodologie

Cette section présente les principales caractéristiques géophysiques susceptibles d'exercer une influence sur le temps de l'Afrique Centrale et de l'Ouest, notamment sur la pluviométrie. On y présente aussi les données utilisées et la méthode adoptée dans leur traitement et analyse.

2.1 Domaine d'étude

Le domaine d'étude s'étend en longitude et latitude de 15°W à 30°E et 10°S à 30°N (Fig. 9).

La division en sous-régions a été réalisée en utilisant les données journalières de précipitations d'un degré de résolution du Global Precipitation Climatology Project (GPCP) (Huffman et al. 2001) pour la période 1997-2008. Six grandes régions climatiques distinctes (Fig. 10) ont été délimitées en utilisant la technique de classification hiérarchique ascendante (CAH). (Gong et Richman 1995; Unal et al. 2003; Rao et Srinivas 2006; Yepdo et al. 2009; Dezfuli 2011). La CAH, procède par fusion des clusters déjà existants pour en former d'autres. Initialement chaque point de la grille de données forme un cluster. L'algorithme de classification se décline en quatre étapes :

(i) Le choix des variables représentant les individus : on ne change rien si on choisit de faire la classification soit avec les données brutes, soit avec les données centrées et réduites, soit avec les n facteurs obtenus à l'aide d'une ACP normée sur n variables. Toutefois, il

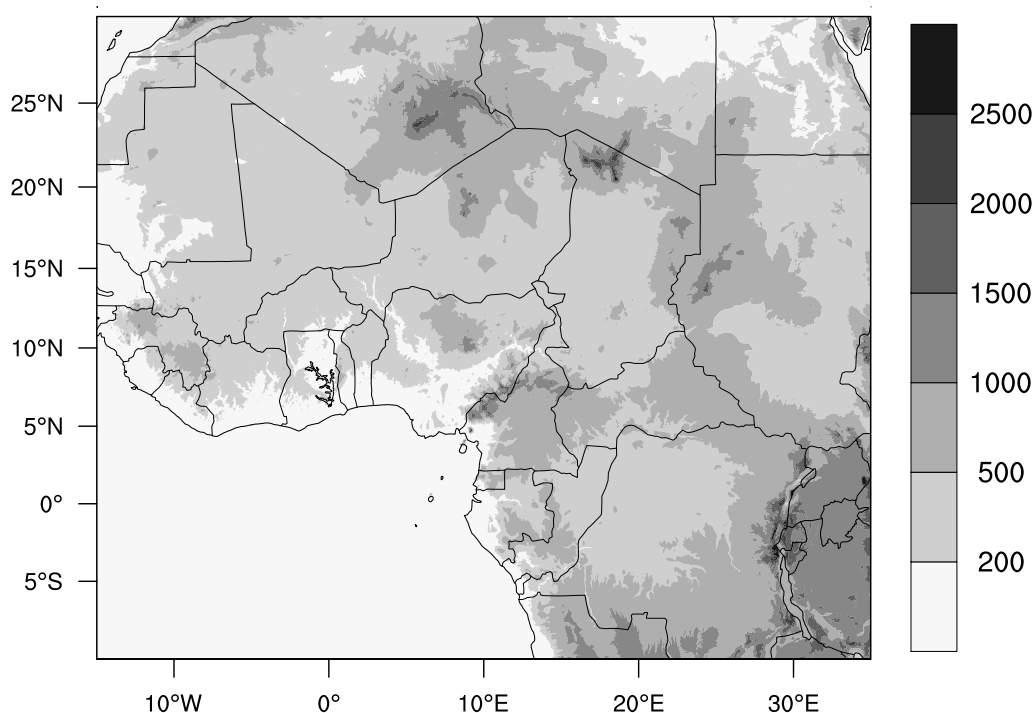


Figure 9 – Topographie de la zone d'étude.

est plus intéressant de réaliser la CAH à partir des k premiers facteurs de l'ACP ($k < n$), avec l'avantage d'éliminer les fluctuations aléatoires dues au bruit. De même pour une série temporelle, un lissage (même avant d'appliquer l'ACP) permet de s'affranchir des problèmes de dispersion.

(ii) Le choix d'un indice de dissimilarité : il s'agit d'un indice mettant à jour le caractère similaire ou différent des observations. On distingue entre autres : la distance euclidienne, la distance euclidienne au carré, la distance du City-block, la distance de Tchebychev, la distance à la puissance, le pourcentage de "non accord", le $1-r$ de Pearson (où r est le coefficient de corrélation), ...

(iii) Le choix d'un indice d'agrégation : il est question de calculer un indice de différenciation des classes, sans avoir besoin de recalculer celle existant entre les individus des classes. Les solutions pour le calcul sont nombreuses avec entre autre : la jonction simple, la jonction complète (ou diamètre), la moyenne pondérée des groupes associés, la moyenne non pondérée des groupes associés, la médiane, la méthode de Ward (la plus utilisés, mais valable uniquement lorsque la distance euclidienne est l'indice de dissimilarité), les cen-

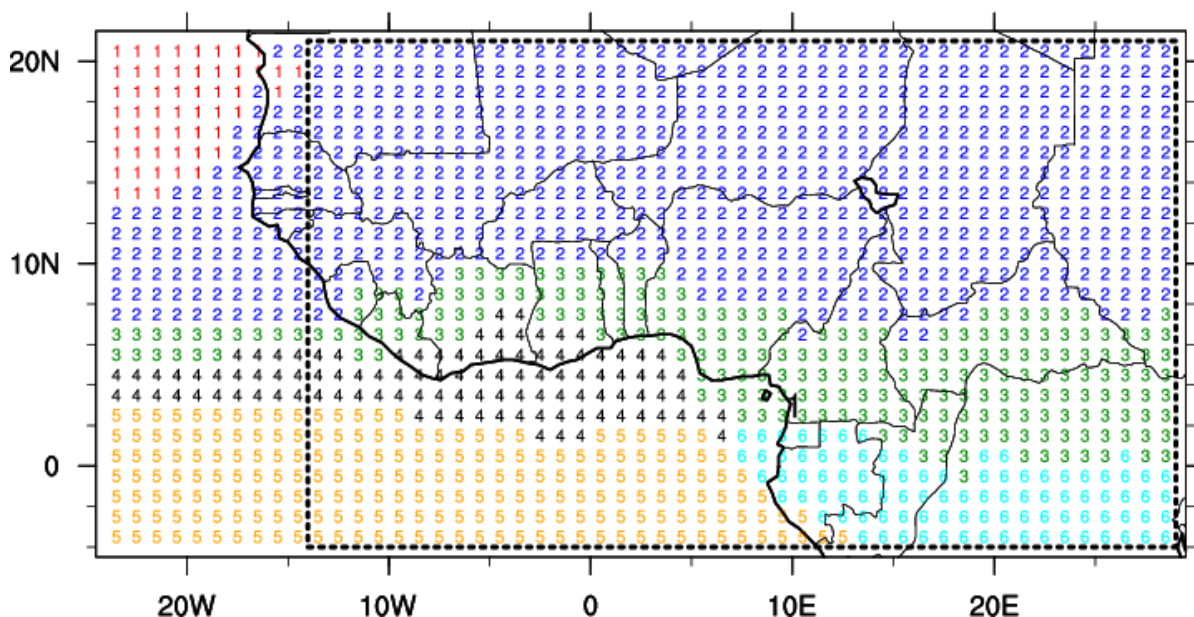


Figure 10 – Régions pluviométriques homogènes pour la saison JJAS.

troïdes (pondéré et non pondéré), ...

(iv) Le choix du nombre de classe ou degré de précision de la classification : celui-ci se fait à l'aide du dendrogramme ou de la courbe des niveaux d'agrégation (cette courbe indique la valeur de l'indice d'agrégation à chaque niveau d'agrégation). On fait une coupure après les agrégations correspondant à des valeurs peu élevées de l'indice et avant les agrégations correspondant à des valeurs élevées. Le niveau correspondant à cette coupure représente le nombre classe.

Dans la suite on ne s'occupera pas de la région 1, de faible étendue et sans importance réelle. Toutes les régions sont représentées sur la figure 10. La région 2 couvre les zones arides (Désert du Sahara) et semi-arides (Sahel) sur la Mauritanie, le Mali, le Niger, le Tchad et une partie du Soudan, du Cameroun et du Nigeria. Dans la partie nord de cette région le climat est uniformément sec, avec la plupart des régions recevant moins de 130 mm/an de pluie, certaines régions ne recevant rien du tout pendant certaines années. La partie sud sert de zone de transition entre le Sahara aride et la savane humide, plus au sud. La moyenne annuelle des pluies est comprise entre 100 mm et 200 mm. Ces pluies sont reçues entre Juin et Septembre majoritairement (Fig. 11). La région 3 couvre le Libéria, la Côte d'Ivoire, le Ghana, le Togo, le Bénin, le Nigeria, le Cameroun et la République Centrafricaine, dans la zone bordant le golfe de Guinée. On distingue deux

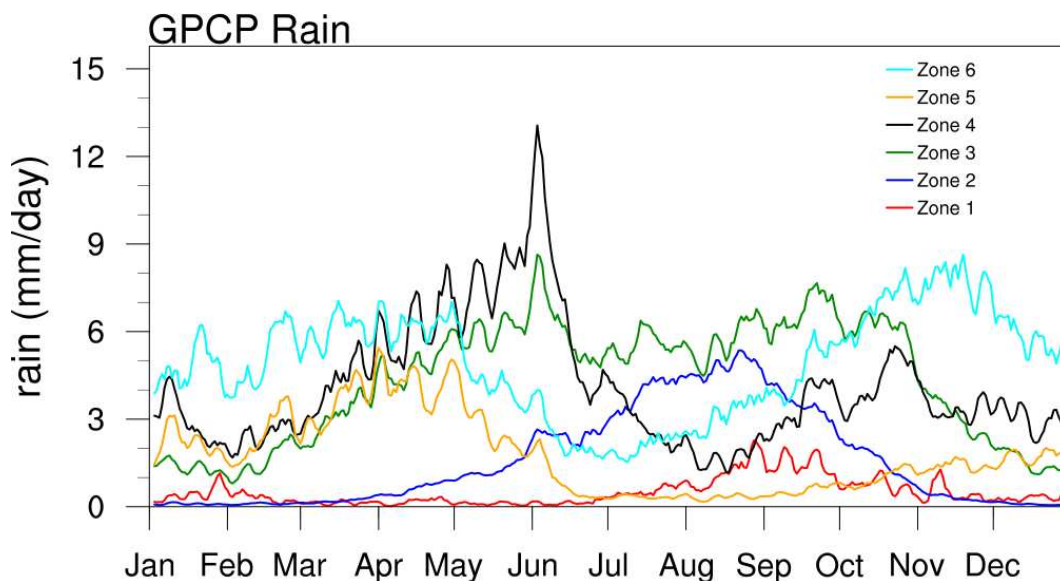


Figure 11 – Précipitation moyenne pour la période 1997 à 2008.

types de climats : le climat chaud et sec (précipitations modérées) et le climat humide (fortes précipitations, toute l'année). Les précipitations se situent entre 100 et 400 mm/an dans le premier domaine et plus de 1800 mm dans le second. La région 4 est une zone de transition entre l'océan et le continent. Les phénomènes de brise sont très récurrents. La région 5 couvre le sud de l'océan Atlantique et représente un climat océanique. La région 6 se caractérise par un climat tropical humide.

2.2 Données utilisées

2.2.1 Données de référence

2.2.1.1 Données Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) version 3B42

Pour la vérification des expériences de simulations numériques, les données TRMM ont été utilisées car l'Afrique centrale dispose d'un faible réseau de mesure (peu de stations). TRMM est une mission conjointe entre le American National Aeronautics and Space Administration (NASA) et le Japanese National Space Development Agency (NASDA) pour mesurer les précipitations dans les régions tropicales et subtropicales. Nous utilisons la version 6 et 7 des données 3B42. Elle contient les précipitations moyennées sur trois

heures sur une grille de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ latitude x longitude. Nicholson et al. (2003) ont évalué les produits TRMM en Afrique de l'ouest pour la saison allant de mai à septembre. Ils ont constaté un excellent accord entre les données TRMM et les données des stations en Afrique de l'ouest, ceci à l'échelle mensuelle et saisonnière et à une résolution spatiale de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$.

2.2.1.2 Données de précipitation 1DD du GPCP

Les données de précipitation GPCP 1DD sont fournies à une résolution spatiale de $1^\circ \times 1^\circ$ longitude/latitude par le Global Precipitation Climatology Project (GPCP). L'algorithme du GPCP combine les précipitations estimées à partir de plusieurs sources, y compris les estimations infrarouge (IR) et micro-ondes passives (PM) et les observations pluviométriques (Huffman et al. 1997). Les données IR proviennent principalement des satellites météorologiques géostationnaires mais également de satellites en orbite polaire pour les hautes latitudes (Arkin et Meisner 1987). Les estimations multi-satellites sont d'abord ajustées à la moyenne des stations à grande échelle pour chaque point de la grille, puis combinées avec l'analyse de la jauge en utilisant une moyenne pondérée. Comme indiqué plus haut, ici les données GPCP servent à la régionalisation de la zone d'étude, puis à déterminer les cycles saisonniers.

2.2.2 Données d'initialisation du modèle

Comme tout modèle régional numérique de prévision du temps, le modèle WRF nécessite pour son lancement des conditions initiales et des conditions aux limites. Ces conditions initiales et aux limites proviennent du Global Forecasting System (GFS). C'est le système global de prévision de NCEP (entité de la NOAA) et du National Weather Service des Etats Unis. Le GFS est initialisé 4 fois par jour à savoir : 0000UTC, 0600UTC, 1200UTC et 1800UTC pour produire des prévisions allant jusqu'à un horizon de 16 jours d'avance, mais avec une diminution de la résolution temporelle et spatiale au fil du temps. Le GFS comporte 64 niveaux sur la verticale. Sa résolution horizontale pour les prévisions jusqu'à 84 heures est de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, soit des grilles de 55 Km de côté. Elle tombe à 80 Km entre 84 et 180 heures et à 110 Km au delà.

2.3 Protocoles expérimentaux

2.3.1 Sensibilité aux schémas physiques

Trois séries d'expériences numériques permettent de répondre aux objectifs mentionnés en introduction. Toutes les simulations sont menées sur deux jours particuliers : les 21 et 22 Juillet 2010, intervalle choisi court dans le but de multiplier les tests de sensibilité à la paramétrisation des phénomènes sous-mailles (particulièrement le champ pluviométrique), sans mobiliser trop de temps de calcul et d'espace de stockage. L'étude de cas retenue correspond à un épisode d'inondations à Maga dans l'extrême nord du Cameroun. Ces inondations ont causé de nombreuses pertes humaines et matérielles.

2.3.1.1 Première série d'expériences

Le tableau 3 résume les paramétrisations physiques (schémas) qui restent inchangées dans cette première série de simulations. Trois ensembles sont définis, chacun correspon-

Tableau 3 – Paramètres et schémas maintenus constants pendant la première série de simulations.

Processus	Schema	References
Noyau dynamique	ARW	
Pas de temps entre chaque calcul	100 s	
Radiation (grande longueur d'onde)	RRTM	(Barker et al. 2002)
Radiation (courte longueur d'onde)	RRTM	(Iacono et al. 2008; Iacono et al. 2004)
Couche de surface	Monin-Obukhov (Janjic)	(Janjic 2002)
Couche limite planétaire (PBL)	MYJ	(Janjic 2002)
Option dynamique	Eulerian mass	
Projection	Lambert Conformal	
Conditions initiales et aux limites	GFS (0.5° x 0.5°)	
Effet des nuage	Oui	

dant à l'un des trois schémas convectifs de Kain-Fritsch (ensemble 1), Betts Miller Janjic (ensemble 2) et Grell-Devenyi 3D modifié (ensemble 3).

Chaque ensemble est peuplé en prenant toutes les combinaisons possibles des quatre schémas de microphysique (Lin et al., WSM5 Class, Ferrier et Thompson) et trois schémas de modèle de surface (Noah, RUC et Pleim-Xiu). Le tableau 5 présente tous les schémas utilisés, à raison de 12 pour chacun des 3 ensembles indiqués précédemment.

Tableau 4 – Schémas utilisés pour les combinaisons dans la première série de simulations

Schéma convectif (CU)	Microphyque (MP)	Model de surface (LSM)
1 = Kain Frish (Kain et Fritsch 1990) (Kain et Fritsch 2004)	2 = Lin (Lin et al. 1983)	2 = Unified Noah (Chen et Dudhia 2001) (Ek et al. 2003)
2 = Betts Miller Janjic (Betts et Miller 1986)	4 = WSM 5 (Chen et Dudhia 2001) (Dudhia et al. 2008)	3 =RUC (Smirnova et al. 1997)
5 = Grell Devenyi 3D (Grell 1993)	5 = Ferrier 8 = Thompson (Thompson et al. 2004)	7 = Pleim-Xiu (Pleim et Xiu 2003)

2.3.1.2 Deuxième série d'expériences

Cette série d'expériences se propose de tester la sensibilité de WRF aux schémas radiatifs pour les grandes et les courtes longueurs d'ondes et aux schémas de la couche limite planétaire. On utilise la meilleure combinaison des schémas convectif, de microphysique et du modèle de surface. Les schémas de la couche limite testés sont : YonSei University (YSU), Quasi-Normal Scale Elimination PBL (QNSE), ACM2 PBL et Bougeault and Lacarrere (BouLac) PBL. Le tableau 6 résume les schémas soit un total de 36 membres présentés dans le tableau 7.

2.3.1.3 Troisième série d'expériences

Cette série d'expériences permet de tester deux autres schémas convectifs combinés avec les schémas de microphysique et les schémas de la couche limite planétaire. Soixante

Tableau 5 – Combinaisons des options physiques utilisées dans la première série de simulations. Le nom des membres respecte le critère suivant : CUMPLSM où CU est le schéma convectif, MP est la microphysique et LSM se réfère au modèle de surface.

Ens 1		Ens 2		Ens 3	
Membre	Expérience	Membre	Expérience	Membre	Expérience
1	KFLinNoah	1	BMJLinNoah	1	GDLinNoah
2	KFLinRuc	2	BMJLinRuc	2	GDLinRuc
3	KFLinPleim-Xiu	3	BMJLinPleim-Xiu	3	GDLinPleim-Xiu
4	KFWSM5Noah	4	BMJWSM5Noah	4	GDWSM5Noah
5	KFWSM5Ruc	5	BMJWSM5Ruc	5	GDWSM5Ruc
6	KFWSM5Pleim-Xiu	6	BMJWSM5Pleim-Xiu	6	GDWSM5Pleim-Xiu
7	KFFerrierNoah	7	BMJFerrierNoah	7	GDFerrierNoah
8	KFFerrierRuc	8	BMJFerrierRuc	8	GDFerrierRuc
9	KFFerrierPleim-Xiu	9	BMJFerrierPleim-Xiu	9	GDFerrierPleim-Xiu
10	KFThompNoah	10	BMJThompNoah	10	GDThompNoah
11	KFThompRuc	11	BMJThompRuc	11	GDThompRuc
12	KFThompPleim-Xiu	12	BMJThompPleim-Xiu	12	GDThompPleim-Xiu

Tableau 6 – Options physiques utilisées pour la deuxième série d'expériences : CU pour schéma convectif, MP pour microphysique, LSM pour modèle de surface, LW pour grande longueur d'onde, SW pour courte longueur d'onde et PBL pour couche limite planétaire.

CU	MP	LSM	LW	SW	PBL
BMJ	Thompson	Noah	RRTM	Dudhia	YSU
			CAM	CAM	Quasi-Normal Scale
			Goddard	Goddard	ACM2 (Pleim) PBL
					BouLac PBL

expériences numériques sont issues des combinaisons des schémas du tableau 8. Ces combinaisons sont présentées dans le tableau 9.

Tableau 7 – Combinaisons des options physiques utilisées dans la deuxième série de simulations. Le nom des membres respecte le critère suivant : LWSWPBL où LW est le schéma radiatif de grandes longueurs d'onde, SW le schéma radiatif de courtes longueurs d'ondes et PBL le schéma de la couche limite planétaire.

Ens 4		Ens 5		Ens 6		Ens 7	
Mb	Expérience	Mb	Expérience	Mb	Expérience	Mb	Expérience
1	RRTMDudYSU	1	RRTMDudQNSE	1	RRTMDudACM2	1	RRTMDudBouLac
2	RRTMcamYSU	2	RRTMcamQNSE	2	RRTMcamACM2	2	RRTMcamBouLac
3	RRTMgodYSU	3	RRTMgodQNSE	3	RRTMgodACM2	3	RRTMcamBouLac
4	CamDudYSU	4	CamDudQNSE	4	CamDudACM2	4	CamDudBouLac
5	CamCamYSU	5	CamCamQNSE	5	CamCamACM2	5	CamCamBouLac
6	CamGodYSU	6	CamGodQNSE	6	CamGodACM2	6	CamGodBouLac
7	GodDudYSU	7	GodDudQNSE	7	GodDudACM2	7	GodDudBouLac
8	GodCamYSU	8	GodCamQNSE	8	GodCamACM2	8	GodCamBouLac
9	GodGodYSU	9	GodGodQNSE	9	GodGodACM2	9	GodGodBouLac

Tableau 8 – Options physiques utilisées dans la troisième série d'expériences.

CU	MP	PBL
Modified Tiedtke scheme	Thompson	YSU scheme
New GFS simplified Arakawa-Schubert	Ferrier	Mellor-Yamada-Janjic
	Goddard GCE	Quasi-Normal Scale
	Lin et al.	ACM2
	Milbrandt-Yau 2-moment	BouLac
	Morrison	

2.3.2 Prédiction probabiliste

2.3.2.1 Prédiction de la probabilité de pluie

En utilisant une configuration physique satisfaisante choisie parmi les 132 testées précédemment, une autre série de simulations est conduite sur des périodes plus longues, les saisons juin-juillet-août-septembre (JJAS) 2010 et 2011, pour permettre une analyse en terme de prévisions probabilistes. Les simulations de JJAS 2010 sont utilisées pour

Tableau 9 – Combinaisons des options physiques utilisées dans la deuxième série de simulations. Le nom des membres respecte le critère suivant : CUMPPBL où CU est le schéma convectif, MP le schéma microphysique et PBL le schéma de la couche limite planétaire.

Ens 8		Ens 9	
Mb	Expérience	Mb	Expérience
1	TiedtkeThompsonYSU	1	Arakawa-SchubertThompsonYSU
2	TiedtkeFerrierYSU	2	Arakawa-SchubertFerrierYSU
3	TiedtkeGoddardYSU	3	Arakawa-SchubertGoddardYSU
4	TiedtkeLinYSU	4	Arakawa-SchubertLinYSU
5	TiedtkeMY2YSU	5	Arakawa-SchubertMY2YSU
6	TiedtkeMorrisonYSU	6	Arakawa-SchubertMorrisonYSU
7	TiedtkeThompsonMYJ	7	Arakawa-SchubertThompsonMYJ
8	TiedtkeFerrierMYJ	8	Arakawa-SchubertFerrierMYJ
9	TiedtkeGoddardMYJ	9	Arakawa-SchubertGoddardMYJ
10	TiedtkeLinMYJ	10	Arakawa-SchubertLinMYJ
11	TiedtkeMY2MYJ	11	Arakawa-SchubertMY2MYJ
12	TiedtkeMorrisonMYJ	12	Arakawa-SchubertMorrisonMYJ
13	TiedtkeThompsonQNSE	13	Arakawa-SchubertThompsonQNSE
14	TiedtkeFerrierQNSE	14	Arakawa-SchubertFerrierQNSE
15	TiedtkeGoddardQNSE	15	Arakawa-SchubertGoddardQNSE
16	TiedtkeLinQNSE	16	Arakawa-SchubertLinQNSE
17	TiedtkeMY2QNSE	17	Arakawa-SchubertMY2QNSE
18	TiedtkeMorrisonQNSE	18	Arakawa-SchubertMorrisonQNSE
19	TiedtkeThompsonACM2	19	Arakawa-SchubertThompsonACM2
20	TiedtkeFerrierACM2	20	Arakawa-SchubertFerrierACM2
21	TiedtkeGoddardACM2	21	Arakawa-SchubertGoddardACM2
22	TiedtkeLinACM2	22	Arakawa-SchubertLinACM2
23	TiedtkeMY2ACM2	23	Arakawa-SchubertMY2ACM2
24	TiedtkeMorrisonACM2	24	Arakawa-SchubertMorrisonACM2
25	TiedtkeThompsonBouLac	25	Arakawa-SchubertThompsonBouLac
26	TiedtkeFerrierBouLac	26	Arakawa-SchubertFerrierBouLac
27	TiedtkeGoddardBouLac	27	Arakawa-SchubertGoddardBouLac
28	TiedtkeLinBouLac	28	Arakawa-SchubertLinBouLac
29	TiedtkeMY2BouLac	29	Arakawa-SchubertMY2BouLac
30	TiedtkeMorrisonBouLac	30	Arakawa-SchubertMorrisonBouLac

Tableau 10 – Table de contingence pour un événement donné (observé O_i et simulé C_i).

		Prévision C_i		Total
		Oui	Non	
Observation O_i	Oui	h	m	e
	Non	f	c	e'
	Total	w	w'	N

déterminer la relation entre la probabilité d'occurrence des précipitations et la quantité des précipitations simulées. Celles de la saison JJAS 2011 servira à la vérification de la relation obtenue.

Dans cette étude, les quantités de précipitation (observées et simulées) sont définies pour un cumul de 24 heures.

Trois seuils ont été choisis pour la définition des évènements :

- ★ $O_1 = 1$ mm pour les faibles précipitations
- ★ $O_2 = 10$ mm pour les précipitations moyennes et
- ★ $O_3 = 25$ mm pour les fortes précipitations.

Ceux résultant de la prévision numérique ont été réparties en classes (intervalles). Les intervalles retenus sont les suivants :

- C1 : < 1 mm (absence de pluie) ;
- C2 = [1 – 5 mm[;
- C3 = [5 – 10 mm[;
- C4 = [10 – 15 mm[;
- C5 = [15 – 25 mm[;
- C6 = [25 – 50 mm[et
- C7 : ≥ 50 mm.

Le tableau de contingence (Tableau 10) est établi pour chaque événement observé et simulé. L'exploitation de ce tableau nous permet de calculer les probabilités de précipitation (PoP), les probabilités de détection (POD), les probabilités de fausse détection (POFD) et de déduire le diagramme ROC, le diagramme de fiabilité et enfin le Bier Score.

2.3.2.2 Technique BPO (Bayesian Processor of Output)

La méthode BPO est une technique théorique basée sur la prévision probabiliste des variables aléatoires météorologiques. Elle traite les sorties d'un modèle numérique de pré-

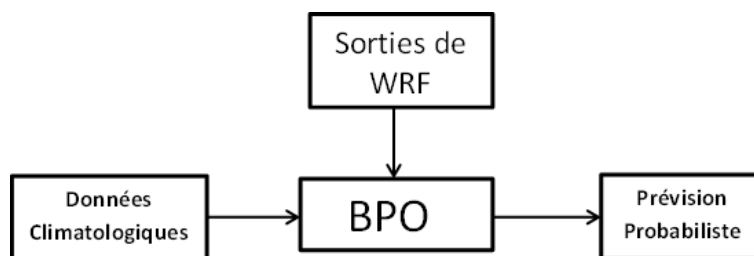


Figure 12 – Concept de la technique BPO.

vision du temps (MNP) et fusionne de façon optimale ces données avec les données climatologiques afin de quantifier l'incertitude sur un prédicteur. Le concept est illustré à la figure 12. Les structures théoriques de la méthode BPO sont dérivées des lois de la théorie des probabilités.

Si on dispose d'un ensemble de prévisions et d'observations passées, on peut, suivant les idées de Bayes, utiliser cette information préalable pour améliorer les prévisions futures. Sur la base des couples prévisions/observations passées, on peut construire un modèle permettant de lier chaque niveau de prévision (quantité) à la probabilité d'un niveau d'observation. Exemple, déterminer la probabilité d'observer une quantité 0 mm, sachant que la prévision donne 0 mm.

Éléments d'entrée et structure théorique

Soit W le prédicteur – une variable continue dont la réalisation w est à prévoir. Soit X_i le prédicteur – une variable dont la réalisation x_i est utilisée pour prévoir W . Soit $X = (X_1, \dots, X_I)$ le vecteur de I prédicteurs; sa réalisation est notée $x = (x_1, \dots, x_I)$. Chaque X_i ($i = 1, \dots, I$) est supposée être une variable continue. Soit $\{w\}$ l'échantillon climatologique du prédicteur, avec chaque $w > 0$. Soit $\{(x, w)\}$ l'échantillon conjoint des vecteurs prédicteurs et prédicteurs, avec chaque $w > 0$. Désignons par P la probabilité et p la fonction de densité générique. $g(w) = p(w)$ est la fonction de densité a priori du prédicteur W ; elle doit être estimée à partir de l'échantillon climatologique $\{w\}$. La fonction de densité g quantifie l'incertitude sur le prédicteur W qui existe avant que la sortie du MNP soit disponible. De façon équivalente, elle caractérise la variabilité naturelle du prédicteur. $f(x|w) = p(x|W = w)$; la fonction $f(\bullet|w)$ est la fonction de densité des I prédicteurs du vecteur X , conditionnelle à l'hypothèse que la réalisation effective du

prédicteur est $W = w$. La famille $\{f(\bullet|w) : \text{tout } w\}$ des fonctions de densité de X doit être estimée à partir de l'échantillon conjoint $\{(x, w)\}$. Pour une réalisation fixe $X = x$, l'objet $f(x | \bullet)$ est la fonction de vraisemblance de W . Le symbole f doit dénoter la famille des fonctions de vraisemblance. Cette famille quantifie la dépendance stochastique entre le vecteur prédictif X et le prédicteur W . De façon équivalente, elle caractérise le caractère informatif des prédictifs par rapport au prédicteur. La fonction de densité g et la famille des fonctions de vraisemblance f apportent des informations sur l'incertitude à priori et le caractère informatif des prédictifs dans la procédure de révision bayésienne. La fonction de densité attendue κ du vecteur prédictif X est donnée par la loi de probabilité totale :

$$\kappa(x) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(x|w)g(w)dw \quad (2.1)$$

et la fonction de densité à postériori $\phi(w) = p(w|X = x)$ du prédicteur W , conditionnelle à une réalisation du vecteur prédictif $X = x$, est donnée par le théorème de Bayes :

$$\phi(w) = \frac{f(x|w)g(w)}{\kappa(x)} \quad (2.2)$$

La fonction de distribution à postériori correspondante $\Phi(w) = P(W \leq w|X = x)$ est donnée par l'équation

$$\Phi(w) = \frac{1}{\kappa(x)} \int_{-\infty}^w f(x|u)g(u)du \quad (2.3)$$

La fonction inverse Φ^{-1} est appelée fonction de quantile postérieur. Pour tout nombre p tel que $0 < p < 1$, la p -probabilité du quantile postérieur du prédicteur W est la quantité w_p tel que $\Phi(w_p) = p$. Ainsi

$$w_p = \Phi^{-1}(p) \quad (2.4)$$

Les équations (2.1) à (2.4) définissent la structure théorique de la méthode BPO pour un prédicteur continu.

Modèle méta-gaussien

La méthode BPO est opérationnalisée par le modèle méta-gaussien (Kelly et Krzysztofowicz 1994; 1995; 1997). La fonction méta-gaussienne f est construite à partir des

distributions marginales spécifiées, une matrice de corrélation, et la structure de dépendance gaussienne. Lorsque cette fonction f est introduite dans les équations (2.1) à (2.3), et que toutes les dérivations sont complétées, la méta-gaussienne BPO est obtenue. Elle est décrite ci-dessous en termes d'éléments d'entrée et des équations de prévision.

• **Éléments d'entrée**

L'algorithme suivant définit les éléments d'entrée, décrit la procédure d'estimation, et des détails sur le calcul des paramètres postérieures (les paramètres des équations de prévision).

Étape 0 : Etant donné deux échantillons, l'échantillon climatologique du prédictand W , et l'échantillon conjoint du vecteur prédicteur et le predictand (X, W) , respectivement :

$$\begin{aligned} & \{w(n) : n = 1, \dots, M\}, \\ & \{(x(n), w(n)) : n = 1, \dots, N\}, \end{aligned}$$

où $x(n) = (x_1(n), \dots, x_I(n))$ et $N \leq M$; toutes les réalisations de W de l'échantillon conjoint sont incluses dans l'échantillon climatologique.

Étape 1 : En utilisant l'échantillon climatologique, on estime la fonction de distribution à priori G du prédictand W , tels que

$$G(w) = P(W \leq w); \text{ g la fonction de densité à priori correspondante de } W.$$

Étape 2 : En utilisant l'échantillon marginal $\{x_i(n) : n = 1, \dots, N\}$ de l'échantillon conjoint, on estime la fonction de distribution marginale \bar{K}_i du prédicteur X_i , telle que

$$\bar{K}_i(x_i) = P(X_i \leq x_i), \quad i = 1, \dots, I.$$

Étape 3 : Définition du quantile normale transformée (NQT) du predictand et de chaque prédicteur :

$$\begin{aligned} V &= Q^{-1}(G(W)), \\ Z_i &= Q^{-1}(\bar{K}_i(X_i)), \quad i = 1, \dots, I, \end{aligned}$$

où Q est la fonction de distribution normale standard, et Q^{-1} est l'inverse de Q . Ensuite, on applique la NQT à chaque réalisation de l'échantillon conjoint original, plus précisément, pour $n = 1, \dots, N$, on calcule $v(n) = Q^{-1}(G(w(n)))$, $z_i(n) = Q^{-1}(\bar{K}_i(x_i(n)))$, $i = 1, \dots, I$; puis on forme l'échantillon conjoint transformé $\{(z(n), v(n)) : n = 1, \dots, N\}$, où $z(n) = (z_1(n), \dots, z_I(n))$.

Étape 4 : En utilisant l'échantillon conjoint transformé, on estime les moments suivants. Pour le prédictand transformé V , $\mu_0 = E(V)$, $\sigma_0^2 = Var(V)$.

Pour chaque prédicteur transformé Z_i , $i = 1, \dots, I$, $\mu_i = E(Z_i)$, $\sigma_i^2 = Var(Z_i)$, $\sigma_{i0} = Cov(Z_i, V)$. Pour $i = 1, \dots, I - 1$ et $j = i + 1, \dots, I$, $\sigma_{ij} = Cov(Z_i, Z_j)$.

Étape 5 : On forme deux vecteurs colonnes de dimension I

$$\begin{aligned}\mu &= (\mu_1, \dots, \mu_I), \\ \sigma &= (\sigma_{10}, \dots, \sigma_{I0}),\end{aligned}$$

la transposée du vecteur σ , qui est notée σ^T , et la matrice symétrique I x I

$$\Sigma = \{\sigma_{ij}\},$$

avec $\sigma_{ii} = \sigma_i^2$ pour $i = 1, \dots, I$, et $\sigma_{ji} = \sigma_{ij}$ pour $i = 1, \dots, I - 1$ et $j = i + 1, \dots, I$. Ensuite, on calcule la matrice symétrique I x I

$$M = (\Sigma - \sigma_0^{-2} \sigma \sigma^T)^{-1} \quad (2.5)$$

Étape 6 : On calcule les valeurs des paramètres à postériori comme suit :

$$T = \left(\frac{\sigma_0^4}{\sigma^T M \sigma + \sigma_0^4} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2.6)$$

$$c^T = \frac{T^2}{\sigma_0^2} \sigma^T M \quad (2.7)$$

$$c_0 = c^T \left(\frac{\mu_0}{\sigma_0^2} \sigma - \mu \right) \quad (2.8)$$

où $c^T = [c_1, \dots, c_I]$ est un vecteur ligne de dimension I.

• Equations de prévision

Lorsque la famille de fonctions de probabilité f méta-gaussienne, et les éléments d'entrée sont définis et estimés comme ci-dessus, la méthode BPO définie par les équations (2.1) à (2.4) prend la forme suivante. Etant donné une fonction de distribution à priori G du prédicteur W et une réalisation $x = (x_1, \dots, x_I)$ du vecteur prédicteur, la fonction de distribution à postériori méta-gaussienne du prédicteur W est définie par l'équation

$$\Phi(w) = Q\left(\frac{1}{T} [Q^{-1}(G(w)) - \sum_{i=1}^I c_i Q^{-1}(\bar{K}_i(x_i)) - c_0]\right) \quad (2.9)$$

Pour tout nombre p tel que $0 < p < 1$, la p-quantile probabilité postérieure du prédicteur W est définie par l'équation

$$w_p = G^{-1}(Q(\sum_{i=1}^I c_i Q^{-1}(\bar{K}_i(x_i)) + c_0 + TQ^{-1}(p))) \quad (2.10)$$

Etant donnée également une fonction de densité à priori du prédicteur W , la fonction de densité postérieure méta-gaussienne du prédicteur W est spécifiée par l'équation

$$\phi(w) = \frac{1}{T} \exp\left(\frac{1}{2} \{[Q^{-1}(G(w))]^2 - [Q^{-1}(\Phi(w))]^2\}\right) g(w) \quad (2.11)$$

Dans le travail actuel, un prédicteur est utilisé. Quand il y a un seul prédicteur ($I = 1$), son indice est omis. Ainsi X remplace X_1 , \bar{K} remplace \bar{K}_1 , et les équations de prévision (2.9) et (2.10) peuvent s'écrire

$$\Phi(w) = Q\left(\frac{1}{T}[Q^{-1}(G(w)) - c_1 Q^{-1}(\bar{K}(x)) - c_0]\right) \quad (2.12)$$

$$w_p = G^{-1}(Q(c_1 Q^{-1}(\bar{K}(x)) + c_0 + TQ^{-1}(p))) \quad (2.13)$$

2.4 Structure de la prévision quantitative probabiliste des pluies

Soit W la quantité de pluie accumulée pendant une période spécifiée et en un lieu donné ($W \geq 0$). Soit X le vecteur des prédicteurs. Puisque W est un prédicteur binaire continu, la prévision probabiliste de W représente un grand défi. Nous procéderons en décomposant la tâche de prévision comme suit. Le BPO pour les prédicteurs binaires décrit par Krzysztofowicz et Maranzano (2006) produit la probabilité d'occurrence des pluies :

$$\pi = P(W > 0 | X = x). \quad (2.14)$$

Le BPO pour les prédicteurs binaires, décrit ici, produit la distribution des quantités conditionnelle à l'occurrence :

$$\Phi(w) = P(W \leq w | X = x, W > 0), w \geq 0, \quad (2.15)$$

où $\Phi(w) > 0$ si $w > 0$, et $\Phi(w) = 0$ si $w = 0$. Ensuite, les prévisions quantitatives probabiliste des pluies sont construites à partir des probabilités de pluies et de la distribution de quantités . Plus précisément, la fonction de distribution à postériori de W est donnée par :

$$P(W \leq w | X = x) = (1 - \pi) + \pi\Phi(w), w \geq 0, \quad (2.16)$$

et la fonction de densité à postériori de W est donnée par :

$$p(w | X = x) = (1 - \pi)\delta(w) + \pi\Phi(w), w \geq 0, \quad (2.17)$$

où $\delta(w)$ est la fonction de Dirac.

Chapitre 3

Résultats et Discussions

Ce chapitre vise, à présenter et à analyser les résultats des différentes séries d'expériences décrites au chapitre 2.

3.1 Sensibilité des précipitations simulées aux schémas de paramétrisation

3.1.1 Sensibilité aux schémas convectifs de Kain-Fritsch, Betts-Miller-Janjic et Grell-Devenyi 3D

Comme indiqué au chapitre 2, les simulations réalisées avec ces schémas forment les ensembles 1 à 3 que nous allons analyser. Les figures 13 à 15 présentent les cartes de distribution spatiale des précipitations correspondant aux ensembles 1, 2 et 3 respectivement. Ces cartes sont semblables en ce qui concerne la repartition régionale des précipitations. Le modèle WRF simule de façon assez satisfaisante les pluies sur tout le domaine d'étude. La distribution spatiale est bien en accord, particulièrement pour l'extrême nord Cameroun et la région du lac Tchad. Cependant il capte mal les maxima sur certaines régions au nord du Nigéria, du Soudan, de la République Démocratique du Congo et de l'Afrique de l'Est. Généralement, le modèle WRF surestime les précipitations sur toute la zone d'étude.

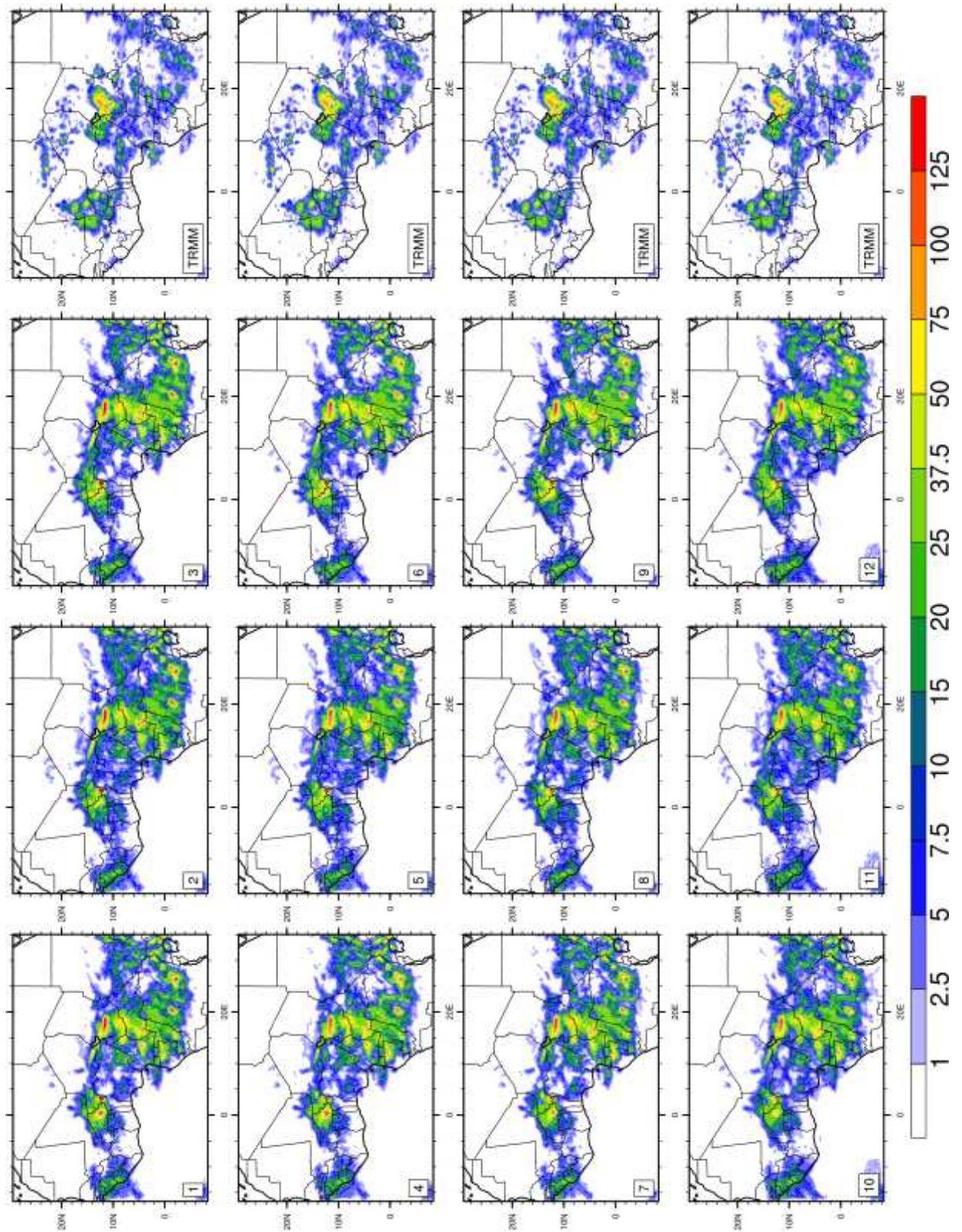


Figure 13 – Répartition spatiale des précipitations (cumul sur 24 heures) pour KF.

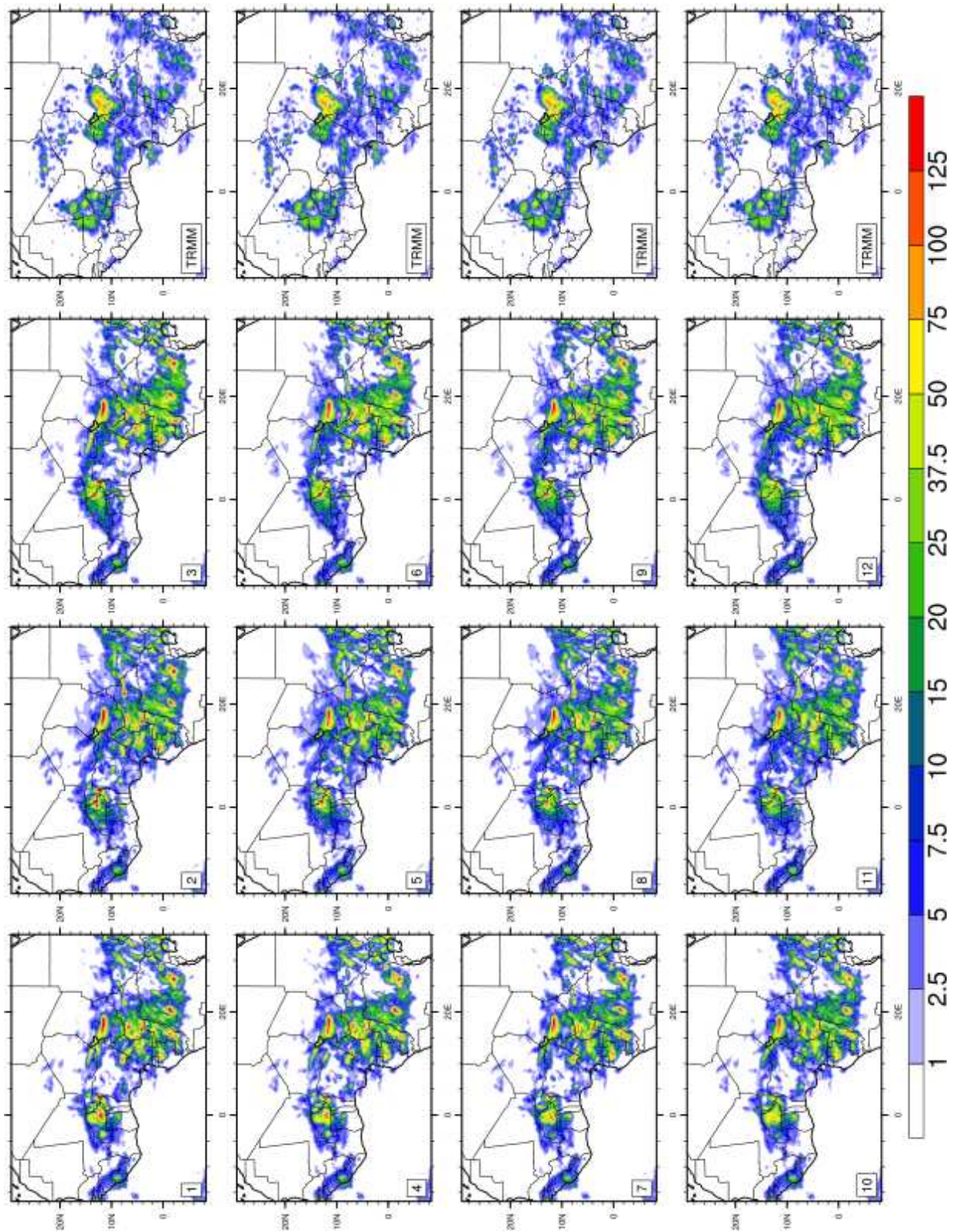


Figure 14 – Répartition spatiale des précipitations (cumul sur 24 heures) pour BMJ.

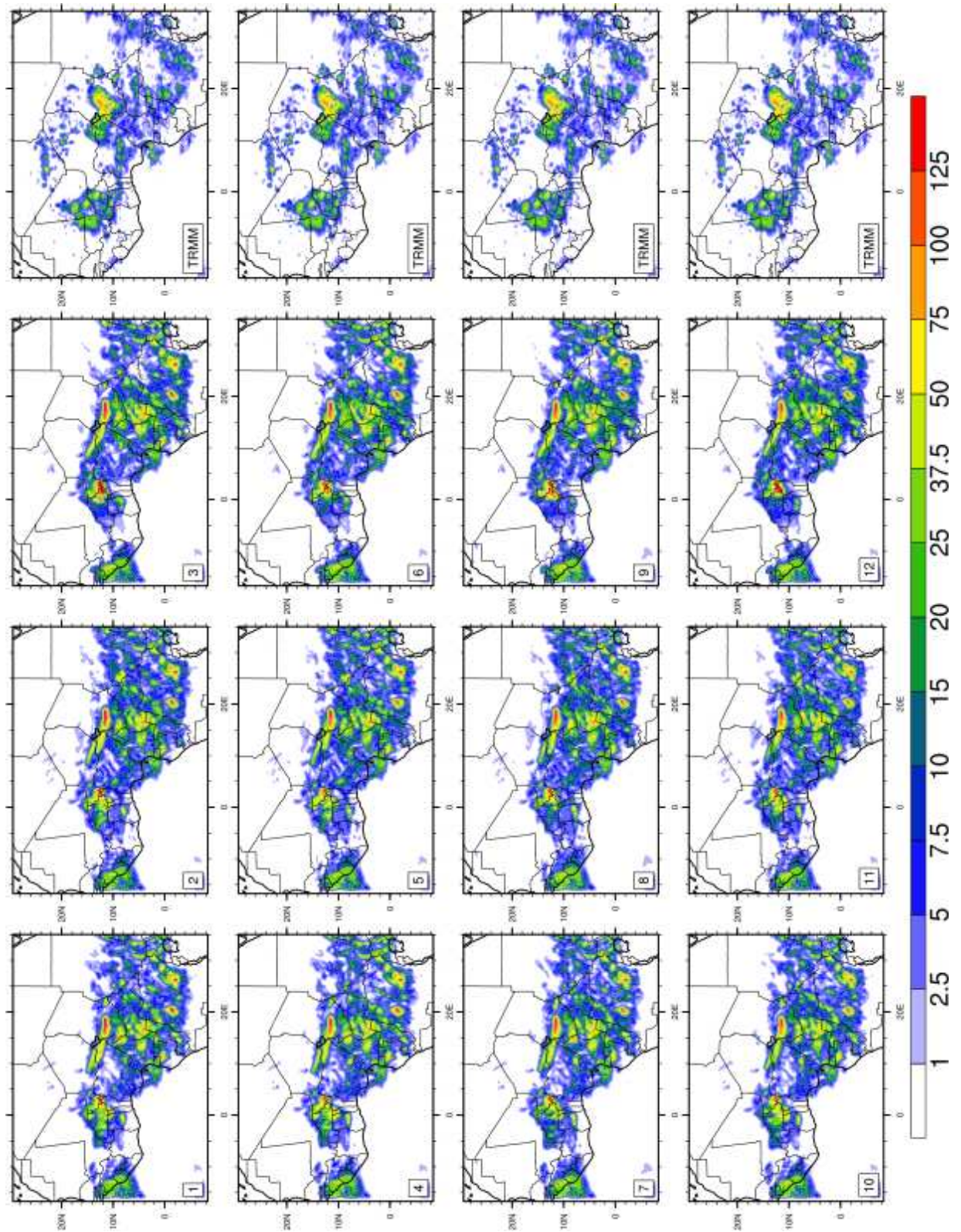


Figure 15 – Répartition spatiale des précipitations (cumul sur 24 heures) pour GD 3D.

La correspondance entre le modèle et les observations peut être mieux appréhendée en examinant les tableaux 12 et 13. En général, le membre de l'ensemble ayant le plus petit biais, la plus petite erreur quadratique moyenne et le plus grand coefficient de corrélation est considéré comme le meilleur en terme de prévision. Plus le RMSE est petit, plus le biais approche zéro, meilleur est la prévision. Selon les données des tableaux 11, 12, 13, les membres 7 et 1 donnent les meilleures corrélations spatiales et des erreurs faibles pour l'ensemble 1, alors que les membres 7 et 10 semblent être meilleurs pour l'ensemble 2. De façon similaire, les membres 10 et 1 produisent les meilleurs résultats pour l'ensemble 3. En combinant ces résultats, on constate que le modèle de surface Noah apparaît le plus souvent dans la meilleure configuration. Les schémas de microphysique les plus fréquents sont ceux de Ferrier et Thompson. Le schéma de convection le plus satisfaisant est celui de BMJ. Ces expériences permettent de conclure que les précipitations ne sont pas très sensibles aux schémas de surfaces dans la région d'étude. Elles sont par contre très sensibles aux schémas de microphysique et aux schémas convectifs (voir figures 13 à 15).

Les cartes des différences entre quantités simulées et observations sont présentées sur les figures 16 à 18. Elles montrent que le schéma convectif de BMJ tend à réduire considérablement la quantité des précipitations dans les zones côtières au Libéria et au Sénégal. La différence dans ces zones est inférieure à 35 mm dans la plupart des points de grille. Les différences les plus marquées sont observées sur le Bénin et le Togo, plus particulièrement sur la partie nord de ces pays.

Tableau 11 – Ensemble 1 : Schéma convectif de Kain-Fritsch.

Mb	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
r	0.527	0.527	0.514	0.524	0.525	0.51	0.527	0.525	0.512	0.515	0.513	0.499
Bias	0.277	0.33	0.302	0.276	0.332	0.304	0.247	0.296	0.269	0.349	0.386	0.381
Mae	0.628	0.654	0.653	0.628	0.654	0.655	0.61	0.632	0.631	0.674	0.695	0.702
Rmse	1.088	1.106	1.123	1.088	1.102	1.123	1.076	1.093	1.108	1.112	1.121	1.151

De façon générale, la combinaison des schémas convectif de BMJ, microphysique de Thompson et de surface Noah conduit aux meilleures simulations. Notons que l'utilisation du schéma de microphysique de Ferrier à la place de celui de Thompson ne modifie pas sensiblement les résultats. Le tableau 14 résume les résultats sur la sensibilité aux schémas

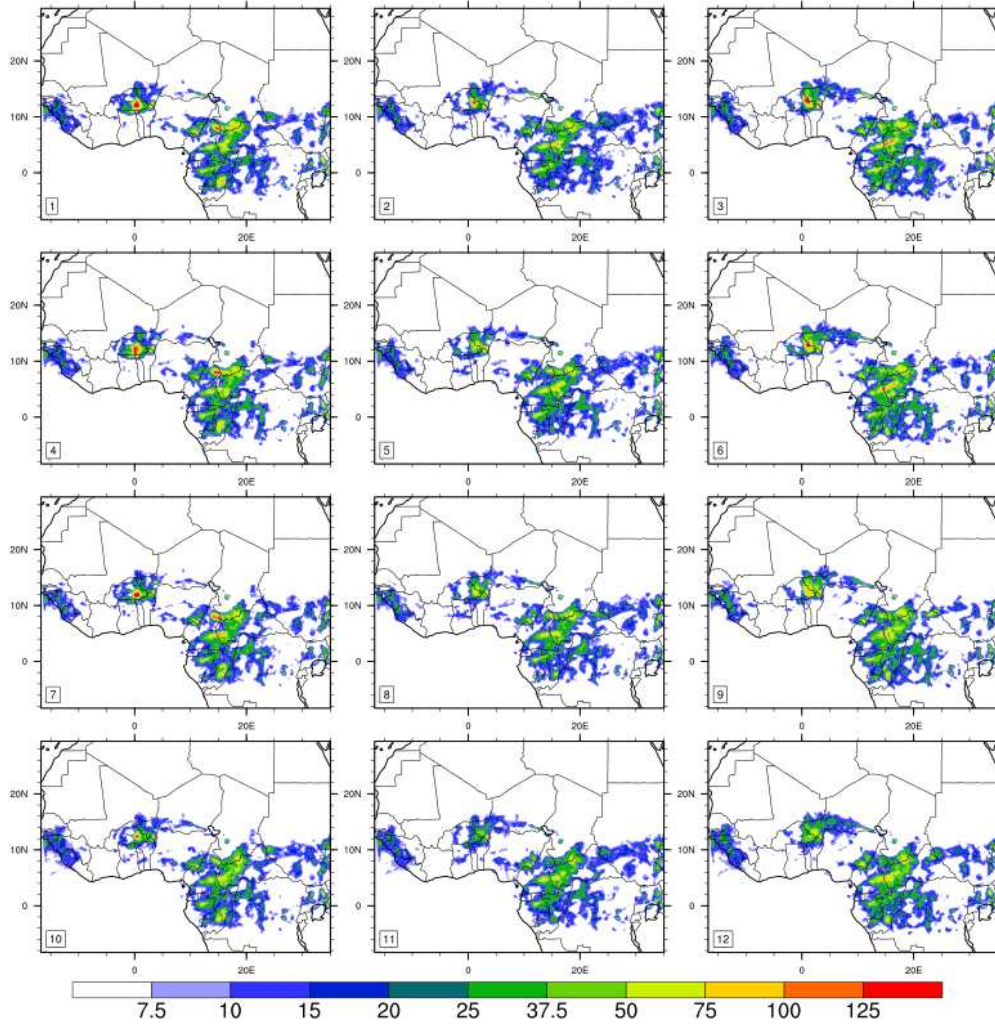


Figure 16 – Différence entre WRF et TRMM pour le schéma de KF (cumul 24 heures).

Tableau 12 – Ensemble 2 : Schéma convectif de Betts-Miller Janjic

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Mb	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
r	0.533	0.536	0.528	0.527	0.526	0.528	0.524	0.52	0.521	0.539	0.532	0.527
Bias	0.172	0.243	0.235	0.17	0.235	0.227	0.161	0.232	0.225	0.181	0.236	0.236
Mae	0.572	0.599	0.604	0.573	0.601	0.599	0.571	0.603	0.602	0.565	0.594	0.601
Rmse	1.033	1.054	1.071	1.029	1.049	1.054	1.021	1.045	1.051	1.016	1.039	1.057

convectifs. En conclusion, on peut dire que cette première série d'expériences montre que pour un schéma convectif, les précipitations sont surestimées quelque soit le schéma de la microphysique et le schéma de surface choisi. En effet les précipitations dans cette

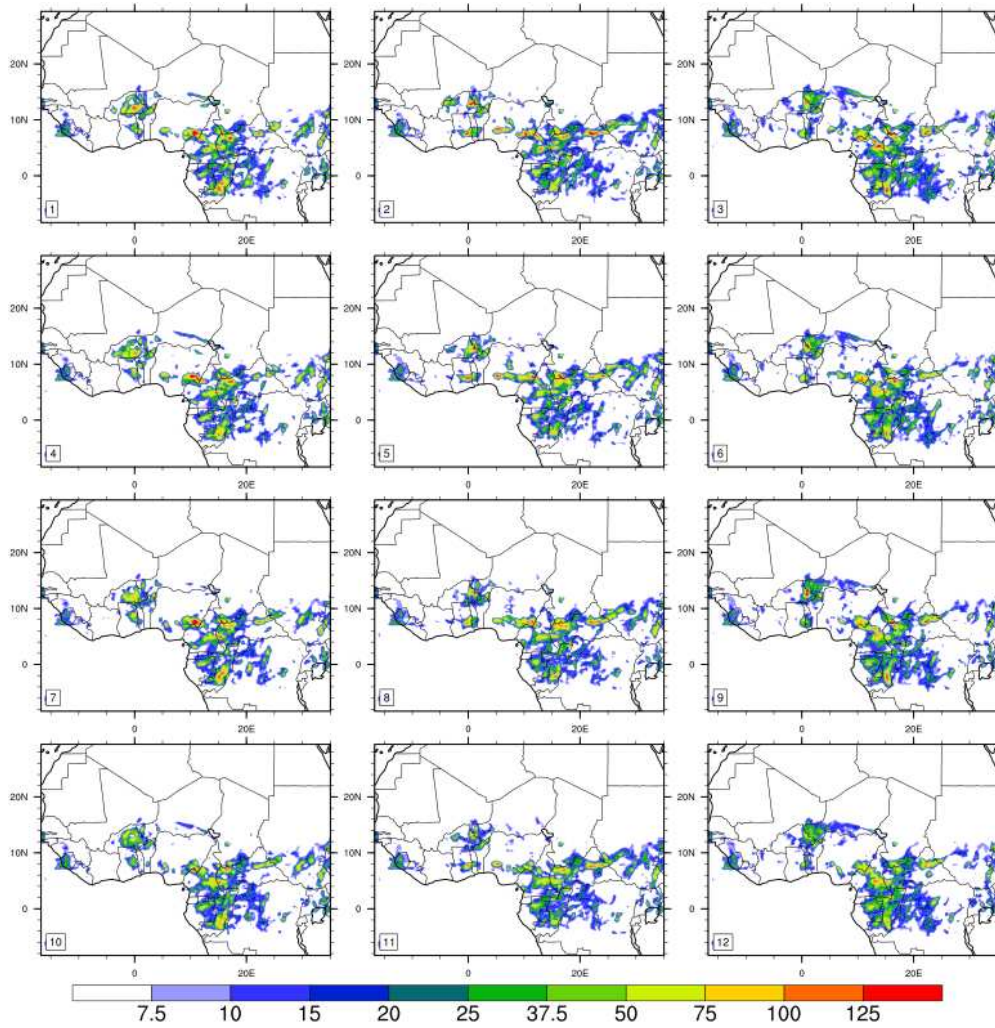


Figure 17 – Différence entre WRF et TRMM pour le schéma de BMJ (cumul 24 heures).

Tableau 13 – Schéma convectif de Grell 3D Devenyi.

Mb	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
r	0.50	0.498	0.491	0.507	0.498	0.488	0.484	0.476	0.468	0.509	0.496	0.486
Bias	0.239	0.269	0.258	0.263	0.297	0.285	0.281	0.316	0.305	0.23	0.261	0.26
Mae	0.619	0.632	0.634	0.631	0.651	0.653	0.655	0.678	0.678	0.603	0.626	0.633
Rmse	1.075	1.086	1.104	1.074	1.093	1.114	1.092	1.111	1.13	1.059	1.078	1.104

région sont généralement associées aux systèmes de mésoéchelles à l'intérieur de systèmes d'échelle synoptique (Mohanthy et al. 2011).

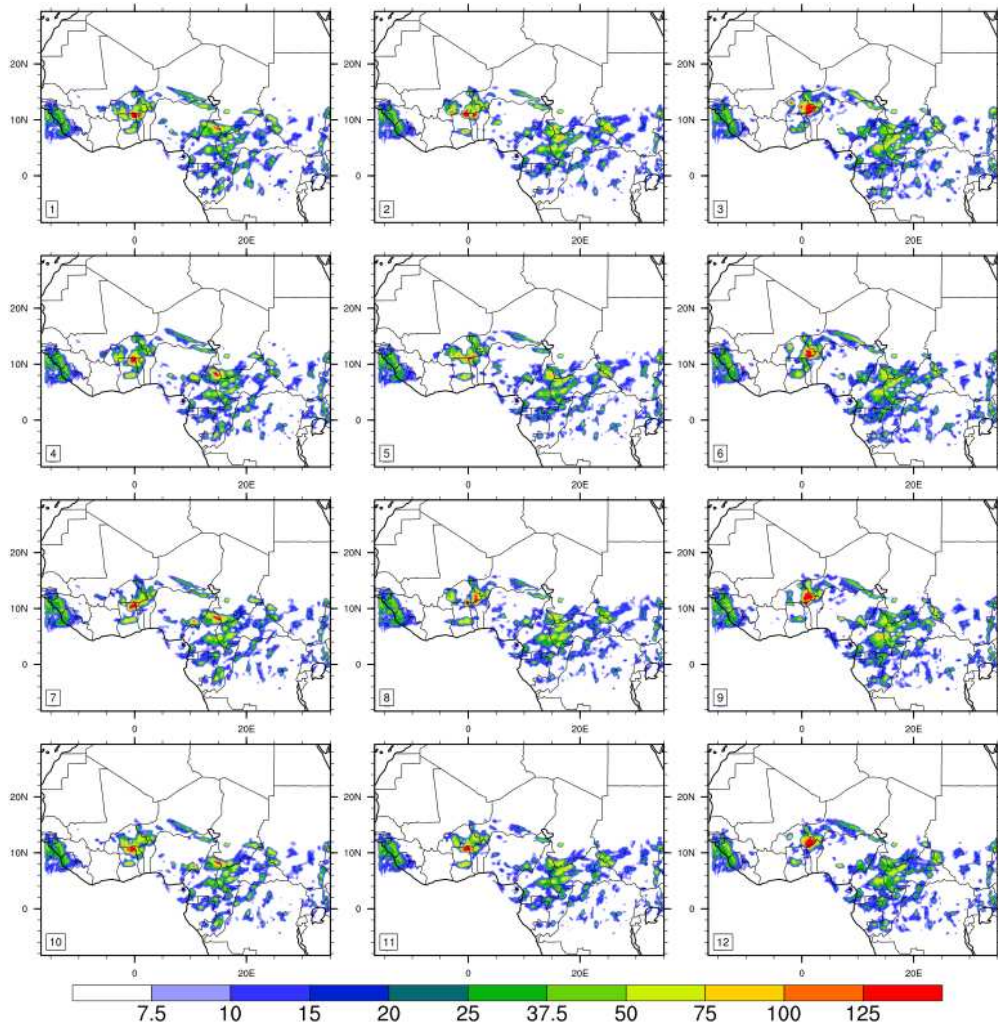


Figure 18 – Différence entre WRF et TRMM pour le schéma de GD-3D (cumul 24 heures).

3.1.2 Sensibilité aux schémas de la couche limite planétaire et aux schémas radiatifs de grandes et de courtes longueurs d'onde

Nous avons testé les schémas radiatifs RRTM, Cam et Goddard de grandes et de courtes longueurs d'onde. Ces schémas radiatifs sont associés aux schémas de la couche limite planétaire suivants : YSU, Quasi-Normal Scale Elimination, ACM2 (pleim) et Bougeault et Lacarrere (BouLac). Le schéma convectif utilisé est celui de BMJ et le schéma de surface est celui de Noah. Ainsi, on obtient 4 ensembles de 9 membres chacun. En raison du fait que les schémas de la couche limite et certains schémas de surface sont incompatibles, différents schémas de surface ont été utilisés pour ces simulations (Changhai et al.

Tableau 14 – Coefficients de corrélations entre les différents membres de chaque ensemble. La notation a-b-c signifie : corrélation entre les membres a et b, a et c, b et c pour chaque ensemble (Ens).

Correlations									
Mb	Ens 1			Ens 2			Ens 3		
1-2-3	0.860	0.823	0.914	0.724	0.735	0.708	0.830	0.690	0.715
4-5-6	0.868	0.836	0.915	0.730	0.743	0.734	0.838	0.737	0.793
7-8-9	0.869	0.845	0.910	0.771	0.739	0.740	0.793	0.710	0.794
10-11-12	0.918	0.905	0.933	0.794	0.780	0.784	0.872	0.683	0.720

2011). Le tableau 15 resume les corrélations spatiales entre les membres des 4 ensembles pour un cumul de précipitations de 24 heures. Il apparaît que tous les membres sont fortement corrélés ($r > 0,9$). Les choix des schémas de la couche limite et les schémas radiatifs n'ont pas une grande influence sur les précipitations (voir tableau 15). La différence entre les simulations de chaque ensemble et les membres de chaque ensemble sont faibles. Ce résultat montre la faible sensibilité des précipitations aux schémas de la couche limite et aux schémas radiatifs.

Tableau 15 – Corrélations spatiales entre les différents membres de chaque ensemble de la deuxième expérience. La notation a-b-c signifie : corrélation entre les membres a et b, a et c, b et c pour chaque ensemble (Ens).

Correlations												
Mb	Ens 4			Ens 5			Ens 6			Ens 7		
1-2-3	0.958	0.964	0.968	0.975	0.976	0.977	0.939	0.946	0.958	0.966	0.975	0.971
4-5-6	0.962	0.955	0.966	0.967	0.958	0.979	0.925	0.940	0.943	0.957	0.947	0.966
7-8-9	0.963	0.968	0.966	0.972	0.975	0.974	0.928	0.938	0.950	0.965	0.974	0.971

3.1.3 Sensibilité aux schémas convectifs de Tiedtke modifié et de Arakawa-Schubert simplifié

Les résultats des séries d'expériences 1 et 2 montrent en général que le model WRF surestime les précipitations dans la région d'étude. Cette série de simulations se propose de tester deux autres schémas convectifs combinés à différents schémas de la couche limite planétaire et microphysique (voir tableau 8). Il s'agit du schéma de Tiedtke et du schéma Arakawa-Schubert simplifié. Ils seront associés au schéma de surface Noah, considéré comme satisfaisant pour la région. En utilisant six schémas de microphysique et cinq de la couche limite, on arrive à 60 nouvelles combinaisons. L'utilisation de plusieurs schémas de la couche limite est motivée par la question de savoir si certaines associations supplémentaires de physique pourraient améliorer les performances du model. Les figures 19 et 20 représentent la distribution spatiale des précipitations pour les combinaisons à base de Tiedtke et Arakawa-Schubert respectivement. Il apparaît que l'intensité des pluies simulées se rapprochent des observations comparé aux séries d'expériences des sections précédentes. Le taux de surestimation est aussi diminué et les corrélations sont améliorées de 0.15 environ. Le modèle simule moins bien les fortes pluies dans la partie nord de l'Afrique, mais donne des résultats satisfaisants en Afrique centrale et de l'ouest. Les tableaux 16 et 17 montrent que le membre 19 est la combinaison satisfaisante pour les deux schémas convectifs. Il se distingue par la présence des schémas microphysique de Thompson et de la couche limite ACM2 (Pleim Xiu). Cette série d'expériences apporte une nette amélioration dans la distribution journalière des précipitations simulées. Les corrélations spatiales des tableaux 16 et 17 sont comprises entre 0,57 et 0,65. Dans les premières séries de simulations, ces corrélations étaient comprises entre 0,46 et 0,65.

3.1.4 Cycle diurne

Le cycle diurne des précipitations journalières moyennées sur le domaine 10°E à 20°E et 5°N à 15°N est représenté dans les figures 21 à 26. Les six combinaisons satisfaisantes des séries d'expériences 1 à 3 sont choisies. Les simulations présentent des cycles diurnes

Tableau 16 – Ensemble 8 : Schéma convectif de Tiedtke.

Mb	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
r	0.57	0.58	0.58	0.58	0.58	0.59	0.60	0.60	0.59	0.60	0.57	0.57	0.57	0.59	0.58
Bias	-0.07	-0.03	-0.01	-0.07	-0.04	-0.02	0.02	0.04	0.05	-0.006	-0.06	-0.04	-0.02	-0.05	-0.05
Mae	0.51	0.52	0.53	0.50	0.51	0.54	0.55	0.57	0.51	0.52	0.52	0.53	0.50	0.52	0.49
Rmse	1.01	1.02	1.02	0.98	1.00	1.03	1.04	1.06	1.00	1.01	1.02	1.04	0.99	1.00	0.96
Mb	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
r	0.61	0.60	0.60	0.62	0.59	0.59	0.59	0.59	0.62	0.59	0.60	0.59	0.61	0.59	0.59
Bias	-0.04	-0.01	0.001	-0.02	-0.03	-0.005	0.02	0.04	0.07	0.006	-0.03	-0.01	0.002	-0.01	-0.03
Mae	0.49	0.51	0.52	0.48	0.51	0.52	0.54	0.55	0.54	0.53	0.50	0.51	0.52	0.50	0.51
Rmse	0.96	0.99	1.00	0.93	0.98	1.00	1.02	1.04	0.99	1.01	0.97	0.99	1.01	0.96	0.99

Tableau 17 – Ensemble 9 : Schéma convectif simplifié de Arakawa-Schubert

Mb	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
r	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.64	0.64	0.64	0.63	0.64	0.63	0.63	0.63	0.63	0.62
Bias	0.09	0.12	0.14	0.06	0.13	0.17	0.21	0.25	0.23	0.17	0.07	0.10	0.11	0.07	0.09
Mae	0.55	0.55	0.58	0.53	0.57	0.61	0.62	0.65	0.64	0.60	0.53	0.54	0.54	0.53	0.55
Rmse	0.96	0.97	0.99	0.96	0.96	0.98	1.00	1.02	1.05	0.98	0.97	0.98	0.98	0.97	0.97
Mb	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
r	0.64	0.65	0.64	0.65	0.65	0.62	0.64	0.63	0.63	0.63	0.64	0.64	0.64	0.63	0.63
Bias	0.10	0.13	0.15	0.08	0.13	0.12	0.14	0.17	0.18	0.12	0.08	0.10	0.12	0.08	0.08
Mae	0.54	0.55	0.56	0.52	0.55	0.57	0.56	0.58	0.59	0.55	0.52	0.53	0.54	0.52	0.52
Rmse	0.95	0.95	0.96	0.93	0.95	0.98	0.98	0.99	1.00	0.96	0.94	0.95	0.96	0.95	0.94

similaires. Le maximum se produit à 0000 UTC. Les cycles diurnes sont en accord avec les observations, particulièrement dans l'expérience 3 avec les schémas convectifs de Tiedtke et Arakawa. Les erreurs importantes entre le modèle et les observations sont notées dans la première série d'expérience, avec les schémas convectifs de KF et GD 3D. Les précipitations sont toujours surestimées par presque tous les membres. Le schéma convectif de Arakawa produit les faibles biais et sous-estime les pluies dans presque tous les cas entre 2100 UTC et 0000 UTC. Le schéma convectif de Tiedtke sous-estime aussi les pluies dans cette série d'expérience. En résumé, les schémas convectifs Arakawa et Tiedtke produisent des prévisions plus réalistes telles que représentées sur les figures 19 et 20.

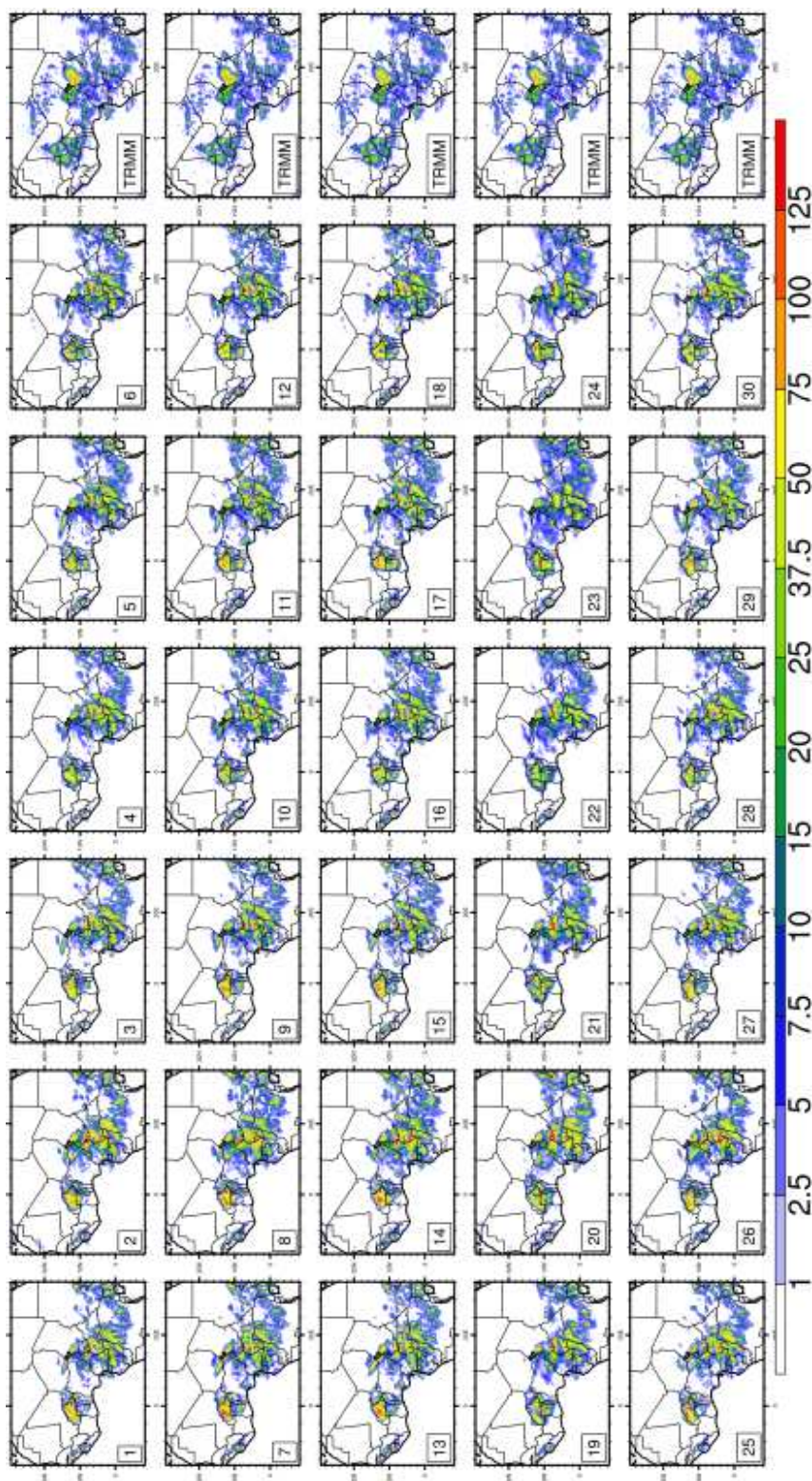


Figure 19 – Répartition spatiale des précipitations (cumul sur 24 heures) pour le schéma de Tiedtke.

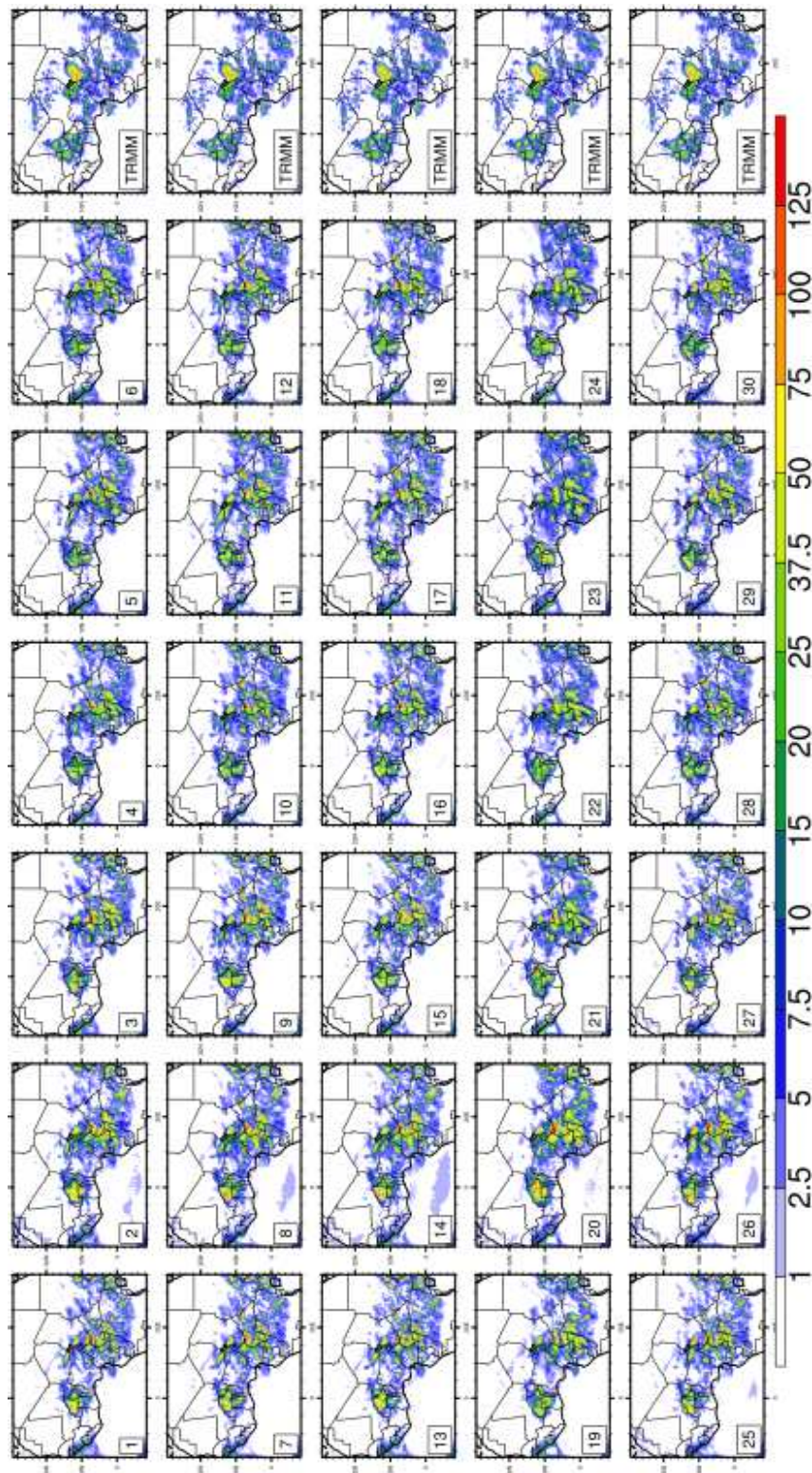


Figure 20 – Répartition spatiale des précipitations (cumul sur 24 heures) pour le schéma simplifié de Arakawa-Schubert.

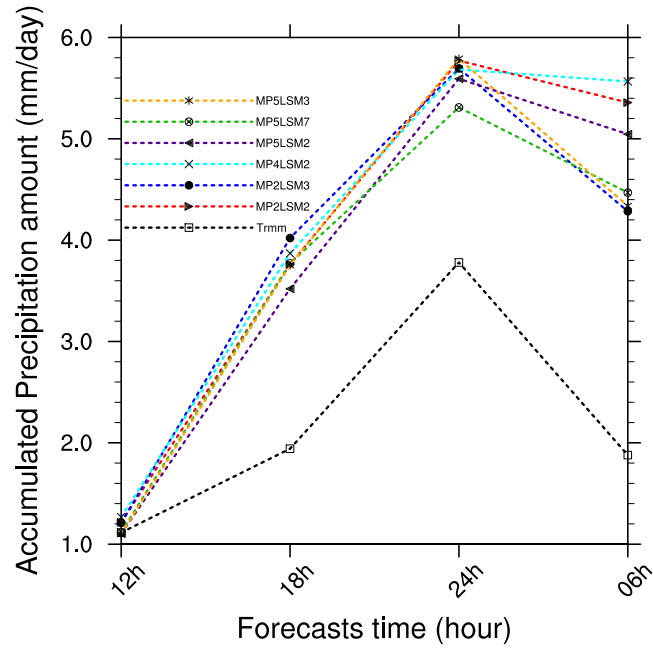


Figure 21 – Précipitations journalières (TRMM et WRF) moyennées sur le domaine 10°E à 20°E et 5°N à 15°N couvrant Maga avec le schéma convectif KF.

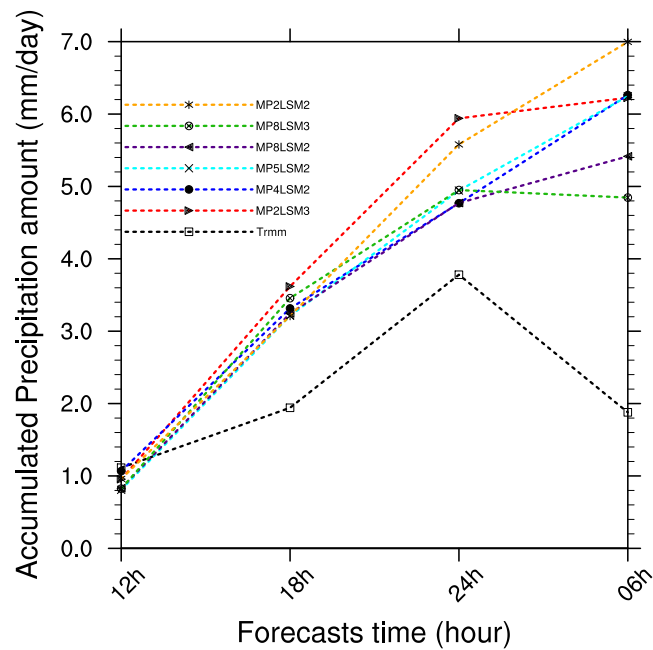


Figure 22 – Précipitations journalières (TRMM et WRF) moyennées sur le domaine 10°E à 20°E et 5°N à 15°N couvrant Maga avec le schéma convectif BMJ.

Résumé des résultats

Comme l'ont prouvé (Flaounas et al. 2010) et (Pohl et al. 2011) dans leurs études respectives sur l'Afrique de l'Ouest et du Sud, les sorties de WRF sont très sensibles au

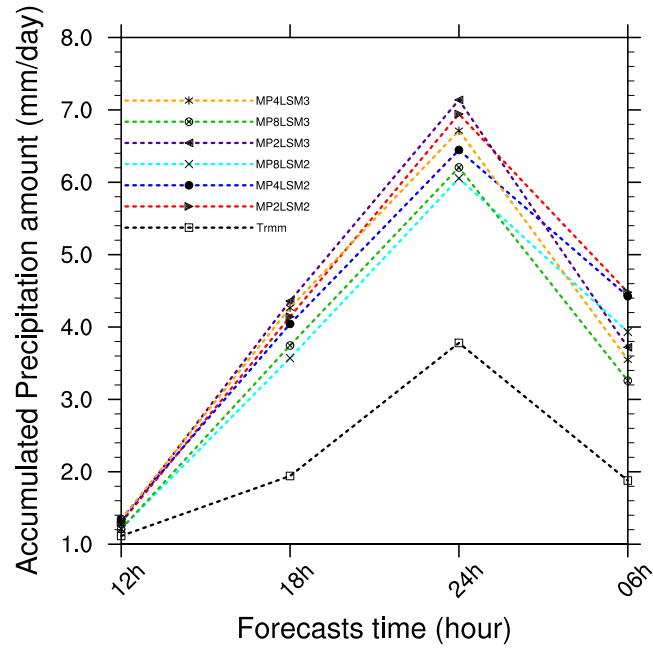


Figure 23 – Précipitations journalières (TRMM et WRF) moyennées sur le domaine 10°E à 20°E et 5°N à 15°N couvrant Maga avec le schéma convectif GD 3D.

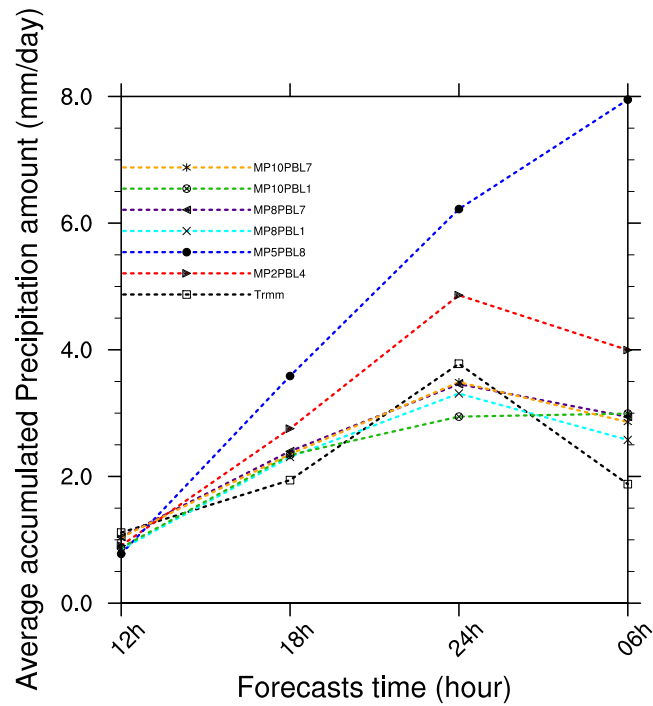


Figure 24 – Précipitations journalières (TRMM et WRF) moyennées sur le domaine 10°E à 20°E et 5°N à 15°N couvrant Maga avec le schéma convectif Tiedtke.

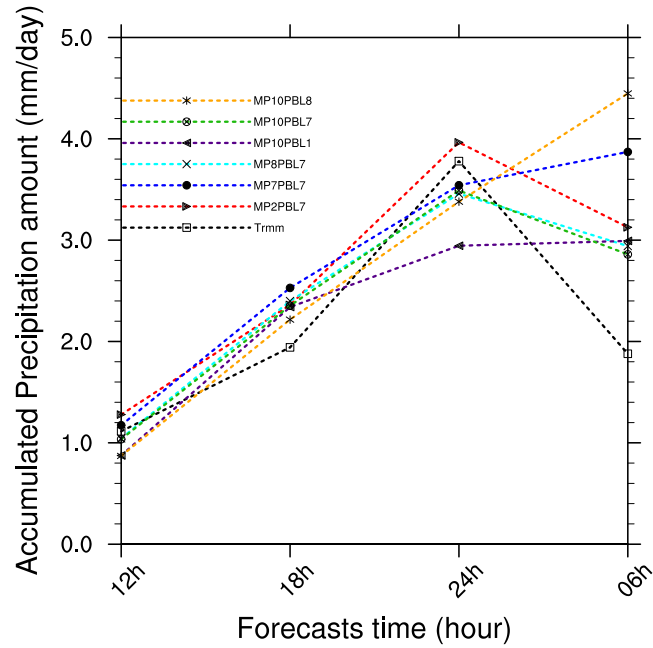


Figure 25 – Précipitations journalières (TRMM et WRF) moyennées sur le domaine 10°E à 20°E et 5°N à 15°N couvrant Maga avec le schéma convectif New GFS Arakawa-Schubert.

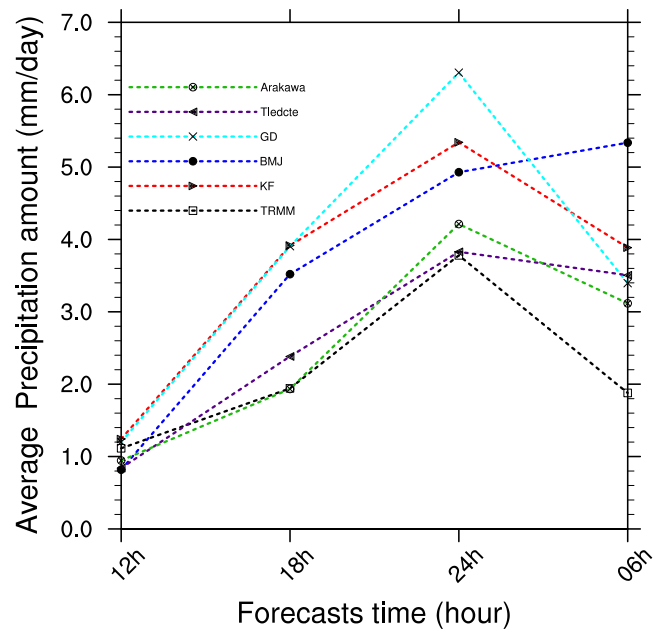


Figure 26 – Comparaison entre les différents schémas de convection utilisés.

choix de la paramétrisation. Dans cette partie, cinq schémas de convection, six schémas de microphysique, trois modèles de surface, quatre schémas de la couche limite, quatre

schémas radiatifs de grande longueur d'onde et quatre schémas radiatifs de courte longueur d'onde ont été testés, conduisant à 132 expériences sur la courte période du 21 au 22 juillet 2010. Les résultats ont été comparés aux données TRMM pour la même période. Toutes les expériences donnent des résultats contrastés en Afrique Centrale et de l'Ouest. Les schémas convectifs de KF et GD 3D simulent moins bien les précipitations comparés aux autres schémas convectifs. En plus, en évaluant l'incertitude liée au choix des différents schémas, les résultats pourraient aider pour l'amélioration future et le développement de ces paramétrisations et aussi dans la sélection des paramétrisations adéquates pour la communauté de la modélisation régionale (Changhai et al. 2011). Cette étude révèle que les répartitions spatiale et temporelle des précipitations sont très sensibles au choix de la paramétrisation dans la zone d'étude. Les schémas convectifs de Tiedtke et Arakawa ont été identifiés comme des schémas qui donnent des prévisions plus réalistes malgré la topographie complexe de la zone d'étude. Les schémas microphysiques de Thompson et Morrison sont identifiés comme appropriés. En général, les combinaisons surestiment les précipitations. Cette surestimation est plus accentuée dans les schémas de KF et GD 3D. La dépendance des précipitations au modèle de surface est modérée, mais les schémas de surface indiqués sont ceux de la Noah et RUC. En plus, les précipitations sont peu sensibles aux schémas radiatifs de grandes et de courtes longueur d'ondes.

3.2 Prévision oui/non

La prévision quantitative des précipitations étant encore entachée d'erreur par les MNP, il est plus judicieux de parler en terme de probabilité.

3.2.1 Relation entre la PoP et la quantité simulée de précipitations

Cette sous-section présente les résultats de la prévision probabiliste.

Les probabilités de précipitations (PoP) estimées pour des seuils observés 1 mm, 10 mm et 25 mm pour un cumul de 24 heures en fonction des intervalles de prévision sont présentées dans le tableau 18. L'analyse est réalisée pour les cinq régions définies au chapitre 2.

a. Région 2

Dans la région 2, les PoP augmentent avec les quantités de précipitations simulées. Pour la valeur simulée de moins de 1 mm, il y a moins de 8% de chances d'observer plus de 10 mm de pluie. Cette probabilité tombe à moins de 5% pour une prévision de 25 mm. Pour des valeurs simulées dans la gamme 10 – 15 mm, ces probabilités augmentent à 27 et 7% respectivement. Pour les quantités simulées supérieures à 50 mm, la probabilité de précipitations mesurables est 82 % ou plus, et que celle d'observer plus de 25 mm est de plus de 14 %. Les échantillons climatologiques pour les trois événements observés des précipitations sont également présentés dans le tableau 18. Ils se situent entre la PoP associée à zéro mm et plus de 1 mm de précipitations simulées. Ces résultats sont en accord avec ceux de Wilks (1989) et de Gallus et Segal (2004). Ainsi, les précipitations sont moins susceptibles de se produire dans les zones où les modèles n'indiquent pas de précipitations qu'ailleurs dans le domaine ; les précipitations sont plus susceptibles de se produire dans les zones où les modèles simulent de grandes quantités.

b. Région 3

Dans cette région, les PoP augmentent également avec les quantités de précipitations simulées. La PoP estimée lorsque la prévision est moins de 1 mm est moins de 54 %. Nous constatons que la probabilité des événements pluvieux > 1 mm est supérieure à ceux de la région 2. La topographie est l'un des facteurs qui peut influencer fortement sur l'activité convective dans cette région (Vondou 2012). C'est la raison principale pour laquelle la probabilité est élevée pour cet événement. La probabilité d'observer plus de 25 mm de pluie est inférieure à 5 % ; elle augmente progressivement lorsque la quantité de précipitations simulées augmente vers 50 mm ou plus. Pour les quantités de pluies simulées supérieures à 50 mm, la probabilité de précipitations mesurables est d'environ 80 %. La probabilité d'observer les quantités supérieures à 25 mm est supérieure à 14 %. Les échantillons climatologiques se situent dans la même plage que dans la région 1.

c. Région 4

Ici, la probabilité estimée des précipitations mesurables lorsque la prévision est moins de 1 mm est de 28 %, et 2 % seulement pour l'observation de 25 mm de pluies. Les probabilités augmentent progressivement lorsque les quantités de précipitations simulées

augmentent vers 50 mm ou plus. Pour les quantités supérieures à 50 mm, la probabilité de précipitations mesurables est à peu près 93 % ou plus, et la probabilité d'observer plus de 25 mm de pluie est supérieure à 28 %. L'échantillon climatologique se situe entre le PoP associée à aucune pluie et la PoP associée à plus de 1 mm de pluies simulées.

d. Région 5

Cette région couvre l'Atlantique Sud et représente un climat océanique. La PoP estimée lorsque la prévision est moins de 1 mm est inférieure à 5 %. La probabilité d'observer plus de 25 mm de pluies est inférieure à 0,01 %. Les probabilités augmentent progressivement à mesure que les quantités simulées augmentent vers 50 mm ou plus. Pour des quantités supérieures à 50 mm, la probabilité de précipitations mesurables est à peu près 90 % ou plus. La probabilité d'observer plus de 25 mm de pluies dépasse 66 %. Les échantillons climatologiques se situent dans la même plage que dans la région 1.

e. Région 6

Cette région est caractérisée par un climat tropical humide. La probabilité estimée de précipitation pouvant être observée lorsque la prévision est moins de 1 mm est inférieure à 21 %. La probabilité d'observer plus de 25 mm de pluies est inférieure à 1 %. Les probabilités augmentent progressivement lorsque les quantités simulées augmentent vers 50 mm ou plus. Pour des quantités simulées supérieures à 50 mm, la probabilité de précipitations mesurables est à peu près 66 % ou plus. La probabilité d'observer plus de 25 mm de pluies dépasse 6 %. L'échantillon climatologique se situe entre la PoP associée à aucune pluie et la PoP associée aux pluies simulées supérieures à 1 mm.

3.2.2 Diagramme de fiabilité

Ce diagramme permet, pour un événement donné, de vérifier si la probabilité estimée que cet événement se produise correspond à sa fréquence observée.

Les figures 27, 28 et 29 présentent les diagrammes de fiabilité pour les événements de précipitations reposant sur les seuils 1 mm, 10 mm et 25 mm.

Pour un événement observé de 1 mm, toutes les prévisions probabilistes obtenues à partir de la relation PQP-PoP sont presque parfaitement fiable dans les cinq régions. Autrement dit, la fréquence relative observée de cet événement est à peu près identique

Tableau 18 – Probabilités estimées (en %) de dépassement des seuils des précipitations observées (SPO) de 1, 10 et 25 mm pour un cumul de 24h dans des intervalles spécifiés durant la période allant du 01 juin 2010 au 30 septembre 2010. La fréquence climatologique (FC) est indiquée à la première colonne pour chaque seuil.

SPO (mm)	FC (%)	PoP (%) pour une quantité (mm) simulée donnée des précipitations						
		< 1	1–5	5–10	10–15	15–25	25–50	≥50
<i>Region 2</i>								
1	35.63	28.45	67.32	71.74	75.46	77.91	80.63	82.94
10	11.32	8.52	22.97	25.35	26.80	27.34	33.80	34.88
25	3.07	2.24	6.62	7.20	6.94	6.96	10.39	14.72
<i>Region 3</i>								
1	63.84	53.35	65.05	69.35	71.82	74.29	76.28	80.99
10	22.93	17.72	22.43	25.33	27.04	29.09	30.85	38.00
25	6.28	4.65	5.56	6.75	7.00	8.85	10.07	16.62
<i>Region 4</i>								
1	41.15	27.73	57.64	68.11	74.73	76.65	84.42	93.75
10	12.81	5.82	17.03	27.27	34.11	39.52	48.36	62.5
25	4.77	1.74	6.08	9.09	14.32	20.68	23.77	28.12
<i>Region 5</i>								
1	4.54	4.06	25.30	32.14	33.33	41.17	41.81	90
10	0.21	0.13	2.71	5.45	5.88	7.14	11.11	85
25	0.03	0.01	0.30	1.21	2.37	3.57	11.11	66.66
<i>Region 6</i>								
1	31.40	20.23	38.46	48.18	53.39	58.62	60	66.09
10	7.62	4.19	8.71	14.27	15.31	15.59	17.91	22.19
25	1.71	0.78	1.78	3.63	3.86	4.34	5.07	6.19

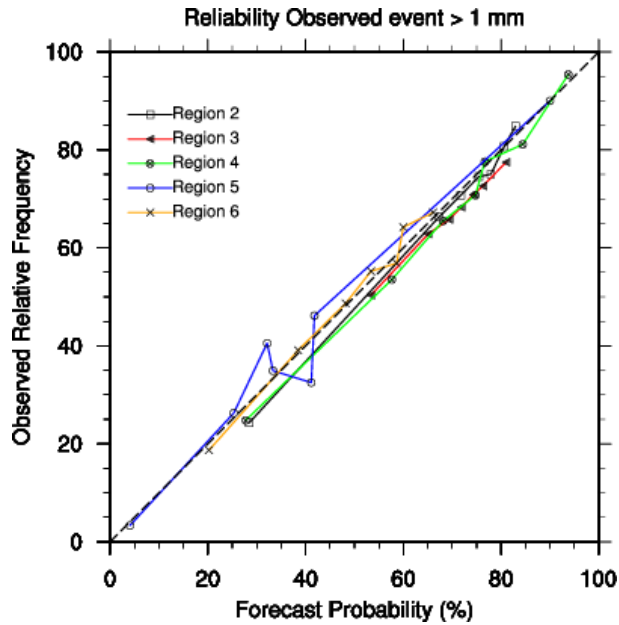


Figure 27 – Diagrammes de fiabilité pour un cumul simulé de 24h (06 UTC à 30 UTC) de WRF, et courbe de fiabilité parfaite (en pointillés) pour un événement observé > 1 mm.

à celle de la période utilisée pour calibrer la relation PQP-PoP. Pour les événements observés des pluies supérieurs à 10 ou 25 mm, les diagrammes de fiabilité des régions 4 et 6 s'écartent légèrement de la diagonale par rapport aux autres régions. Cela peut être dû au fait que les fortes pluies sont difficiles à prévoir.

3.2.3 Diagramme ROC et score AROC

L'aire sous la courbe ROC calculée en utilisant la méthode des trapèzes (tableau 19), dépasse 0,5 dans la plupart des cas, ce qui implique la possibilité d'une prévision utile (Buizza et al. 1999). La relation trouvée dans cette étude semble donc être applicable dans les cinq régions à tout moment durant la saison. Cette relation peut être utilisée par les prévisionnistes pour leur vérification standard des prévisions probabilistes des précipitations subjectivement.

3.2.4 Score de Brier (BS)

Le tableau 20 résume la précision des prévisions probabilistes en utilisant le partitionnement du BS.

Tableau 19 – Aires sous la courbe ROC (score AROC) pour la prévision des seuils de précipitations de 24 h donnés.

	Observed event		
	> 1 mm	> 10 mm	> 25 mm
Region 2	0.553	0.557	0.556
Region 3	0.558	0.577	0.581
Region 4	0.511	0.480	0.464
Region 5	0.616	0.521	0.349
Region 6	0.516	0.519	0.504

Tableau 20 – Précision des prévisions des PoPs (%) mesurée par le BS et BSS. L'incertitude, la fiabilité et la résolution telles que décomposé par Murphy (1973) sont également données.

	Pluie observée					
	seuil (mm)	Region 2	Region 3	Region 4	Region 5	Region 6
Brier score	1	15.93	18.77	21.56	4.28	18.61
	10	9.74	16.55	10.27	0.205	6.94
	25	2.96	5.85	4.45	0.024	1.679
BSS	1	31.029	20.289	11.682	1.41	13.964
	10	3.019	6.457	8.122	4.309	1.2947
	25	0.250	0.511	1.90	13.476	0.092
Incertitude	1	22.935	23.084	24.216	4.342	21.54
	10	10.038	17.672	11.169	0.214	7.039
	25	2.975	5.885	4.542	0.0279	1.68
Fiabilité	1	0.057055	0.185996	0.089279	0.000563	0.040059
	10	0.002648	0.009836	0.008736	0.000091	0.000840
	25	0.000067	0.000274	0.000843	0.000037	0.000014
Résolution	1	7.059	4.497	2.739	0.060	2.967
	10	0.300	1.131	0.898	0.009	0.090
	25	0.007	0.029	0.085	0.0037	0.0015

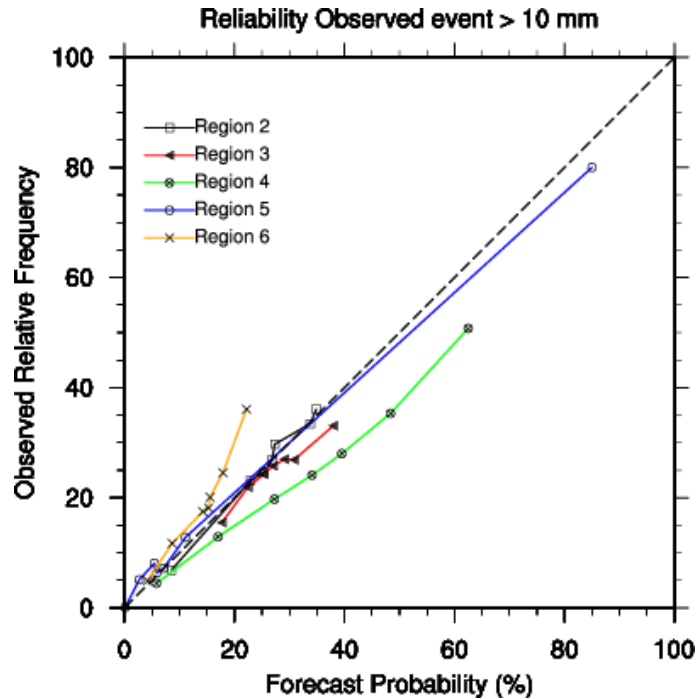


Figure 28 – Diagrammes de fiabilité pour un cumul simulé de 24h (06 UTC à 30 UTC) de WRF, et courbe de fiabilité parfaite (en pointillés) pour un événement observé > 10 mm.

Les prévisions probabilistes issues du modèle WRF montrent une bonne précision pour tous les événements observés (faible BS). Notons que la région 4 présente un grand BS par rapport à d'autres régions. Cela peut être dû aux interactions complexes entre l'océan et l'atmosphère rendant le climat très difficile à prédire dans cette région. Les régions 3 et 6 ont aussi un fort BS par rapport aux régions 2 et 5. Dans ces régions, l'activité convective est fortement influencée par la topographie et les systèmes convectifs de mésoéchelle (MCS) intégrés dans les systèmes synoptiques à grande échelle (Mohanthy et al. 2011), mais la majorité des épisodes pluvieux est liée à des cellules convectives isolées n'excédant pas quelques centaines de mètres en extension. Dans la région 2, la valeur du BSS montre plus de 30 % d'amélioration par rapport à l'échantillon climatologique pour l'événement observé > 1 mm. En règle générale, les valeurs du BSS diminuent lorsque le seuil des événements observés augmente, ce qui démontre une diminution de la précision par rapport à la climatologie de ces prévisions probabilistes pour les forts événements de pluie. La bonne fiabilité de ces prévisions probabilistes est quantifiée en termes de fiabilité pour chacun des systèmes de prévision, avec des valeurs de l'ordre de 10^{-2} . Ces informations montrent que la relation PQP-PoP est bien calibrée. L'amélioration de ces

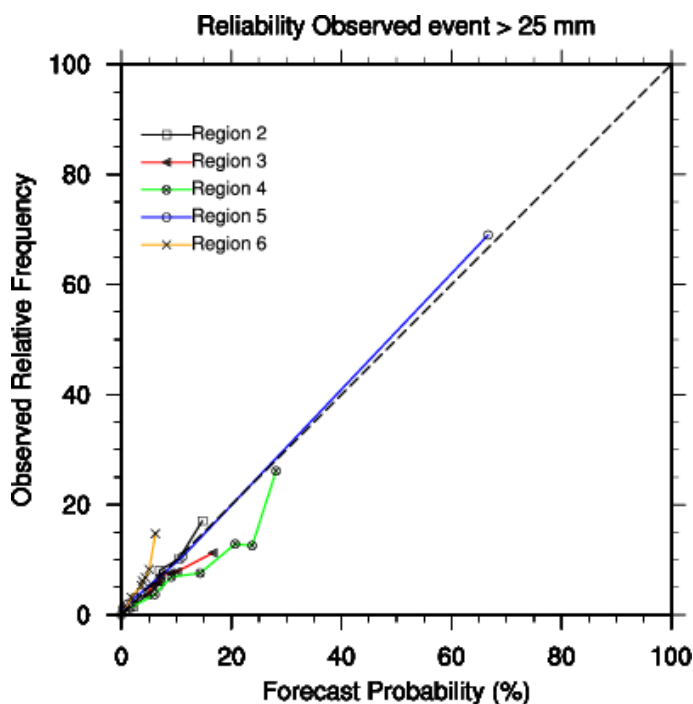


Figure 29 – Diagrammes de fiabilité pour un cumul simulé de 24h (06 UTC à 30 UTC) de WRF, et courbe de fiabilité parfaite (en pointillés) pour un événement observé > 25 mm.

systèmes de prévision par rapport à la climatologie se trouve principalement dans la capacité des systèmes à résoudre les situations où la probabilité d'un événement observé est plus (ou moins) que la climatologie globale de l'échantillon. Le terme de résolution diminue aussi lorsque le seuil des précipitations pour les événements observés augmente, indiquant l'augmentation de la difficulté à prévoir les fortes pluies.

Les PoPs estimées augmentent considérablement lorsque le modèle WRF prévoit de grandes quantités de précipitations. Ces PoPs ont été déterminées à partir des PQP du modèle pour la période du 01 Juin 2010 au 30 Septembre 2010. Une autre simulation sur une période indépendante a été utilisée pour vérifier les probabilités obtenues. Les vérifications montrent que ces prévisions probabilistes sont à la fois fiables et robustes. Les prévisionnistes peuvent être plus confiants lorsque le modèle simule de très fortes précipitations en un point. En outre, à des points de grille où le modèle ne prévoit aucune précipitation, les précipitations sont moins susceptibles de se produire que la fréquence climatologique calculée comme une moyenne sur l'ensemble du domaine. Le niveau de fiabilité des prévisions probabilistes, indiqué par le diagramme de la fiabilité, ainsi que les BS, implique que le modèle est plus susceptible d'indiquer les régions où les processus

atmosphériques sont les plus favorables pour les précipitations (où le modèle génère des fortes quantités) qu'il est en mesure de prédire avec précision les véritables quantités de précipitations observées. La relation PQP-probabilité évaluée dans le présent document peut être utilisé par les prévisionnistes comme guide pour les prévisions probabilistes à partir des sorties d'un modèle déterministe. En outre, les prévisionnistes peuvent appliquer la même technique aux prévisions d'ensemble.

3.3 Technique BPO (Bayesian Processor of Output)

3.3.1 Traitement par point de grille

a) Fonction de distribution à priori

On notera G la fonction de distribution climatologique (ou à priori) de la quantité des précipitations W , conditionnelle à l'occurrence des précipitations : $G(w) = P(W \leq w | W > 0)$. Elle est estimée à partir des données TRMM de la période 2002–2011. Cette estimation est faite en chaque point de grille. De nombreuses fonctions de distribution ont été testées. La distribution de Weibull est la distribution satisfaisante comme le montre le test de qualité gof (goodness of fit test).

b) Fonction de distribution marginale

Le prédicteur X est le cumul journalier des précipitations. La fonction de distribution marginale \bar{K} de X est conditionnelle à l'occurrence de précipitations : $\bar{K}(x) = P(X \leq x | W > 0)$. Elle est estimée à partir des sorties de WRF sur la période JJAS 2010–2011 à partir de l'échantillon conjoint. La distribution de Weibull est également la plus satisfaisante.

c) Précipitations transformées w_p

Une fois que les cinq éléments ($G, \bar{K}; T, c_0, c_1$) sont spécifiés, la pluie transformée par BPO peut être calculée, étant donnée une valeur de la probabilité p . Les figures suivantes montrent les distributions spatiales des précipitations pour différentes valeurs de probabilité p .

Par définition, le nombre p est égal à la valeur de la probabilité que la précipitation soit inférieure ou égale à w_p . Dans cette étude, le nombre p est simplement interprété comme la probabilité que la pluie soit égale à w_p . Seules les valeurs de p pour lesquelles la distribution spatiale des précipitations est proche des observations seront présentées.

La figure 30 représente le temps du 10 juin 2010. Cette figure montre que le champ des pluies obtenu par la méthode BPO est plus dense que ceux de WRF et de TRMM pour les grandes valeurs de la probabilité p . L'algorithme utilisé dans la méthode BPO donne les pluies cumulées (CDF en anglais). C'est la raison pour laquelle l'intensité des pluies croît avec la probabilité. En effet, les chances d'observer les précipitations inférieures à 5 mm en un point sont inférieures aux chances d'observer moins de 10 mm de précipitations en ce point. Dans la suite, nous prendrons tout simplement p comme la probabilité pour que le champ de pluies soit celui indiqué sur les cartes. La méthode BPO introduit un bruit de fond, c'est-à-dire qu'elle introduit des pluies en certains points du domaine, comparé aux observations.

Pour $p = 0,4$ (Fig. 30), le maximum de pluies se situe sur les côtes du Libéria, de la Sierra Léone et de la Guinée Conakry. L'intensité des pluies dans ces régions est environ 15 mm. Les observations TRMM confirment que ces zones étaient pluvieuses le 10 juin 2010. L'intensité observée est 25 mm, au lieu de 15 mm comme prévu par la méthode BPO pour $p = 0,4$. Pour $p = 0,45$, d'autres maxima se retrouvent sur l'Ouest Cameroun et le nord du Burkina-Faso. On constate généralement que lorsque la probabilité p augmente, les zones qui ont les maxima d'intensités sont conservées à la seule différence que l'intensité augmente aussi. Pour $p = 0,6$, certains maxima observés sont bien localisés par la méthode BPO. Il s'agit notamment du maximum observé au nord de la République Centrafricaine et sur la côte sud-est du Nigéria.

La figure 32 représente le champ des pluies du 15 juin 2010. Le champ et l'intensité des précipitations augmentent avec la valeur p de la probabilité. Les maxima sont bien détectés par la méthode BPO surtout pour $p = 0,45, 0,5, 0,55$ et $0,6$. Le maximum observé au Sud du Nigéria est bien repéré par la méthode BPO. Les intensités sont du même ordre pour $p = 0,6$. Cette intensité est de l'ordre de 50 mm. Pour les valeurs de p inférieures à $0,6$, ces zones de maxima d'intensités sont bien détectées mais les intensités sont sous-estimées. Les maxima observés sur les côtes du Libéria, de la Sierra Léone, de la Guinée Conakry sont bien détectés par la méthode BPO. Les observations TRMM montrent aussi

des maxima de pluies au sud de la RCA, au nord de la RDC. Ces maxima n'ont pas été bien localisés par la méthode BPO.

La figure 34 montre le champ des précipitations du 20-07-2010. Le maximum observé sur la côte de la Guinée Conakry est bien repéré pour $p = 0,6$. Certains maxima observés au Sud du Mali, au Sud du Niger et au centre du Nigéria n'ont pas été bien détectés par la méthode BPO.

Compte tenu de ce qui précède, on constate que la méthode BPO introduit un bruit de fond. Elle prévoit de faibles précipitations sur presque toute la zone d'étude surtout lorsqu'on augmente la valeur p de la probabilité. Ceci nous a amené à soustraire la moyenne journalière climatologique (8,8 mm) sur toute la région pour nous débarrasser de ce bruit de fond. Les figures 31, 33 et 35 présentent ces nouvelles cartes. La figure 31 montre le champ des pluies du 10-06-2010. Ce champ est moins dense que celui de la figure 30. Certains maxima sont bien repérés par la méthode BPO. Il s'agit des maxima observés sur les côtes de Sierra Léone, l'est du Tchad, la côte sud-ouest du Cameroun et l'est du Sénégal. De façon générale, le retrait de la moyenne journalière climatologique réduit le champ de pluies. Pour certaines valeurs de la probabilité ($p = 0,55$ et $p = 0,6$), ce champ est assez proche du champ observé.

3.3.2 Traitement par zone climatique

Dans cette section, le traitement sera effectué par zone climatique (voir Fig. 10). Les figures suivantes montrent les fonctions de distributions à priori et à postériori, ainsi que les densités à priori et à postériori.

a) Région 2

La figure 36 (a) représente la fonction de distribution à priori G et trois distributions postérieures basées sur trois réalisations : 1 mm, 10 mm et 25 mm du prédicteur. Pour une valeur simulée des précipitations de 1 mm, la probabilité d'observer une quantité de pluies inférieure ou égale à 20 mm en un point de la région 2 est 0,75. Ce qui signifie que l'on a 75 % de chances d'observer en un point de cette région une quantité de pluie inférieure ou égale à 20 mm. On déduit alors que la probabilité d'observer des quantités de pluies supérieures à 20 mm est 0,25, c'est-à-dire que l'on a 25 % de chances seulement d'observer des pluies d'intensités supérieures à 20 mm. Pour une valeur simulée de pluies

Rain (mm/day): 2010-06-10

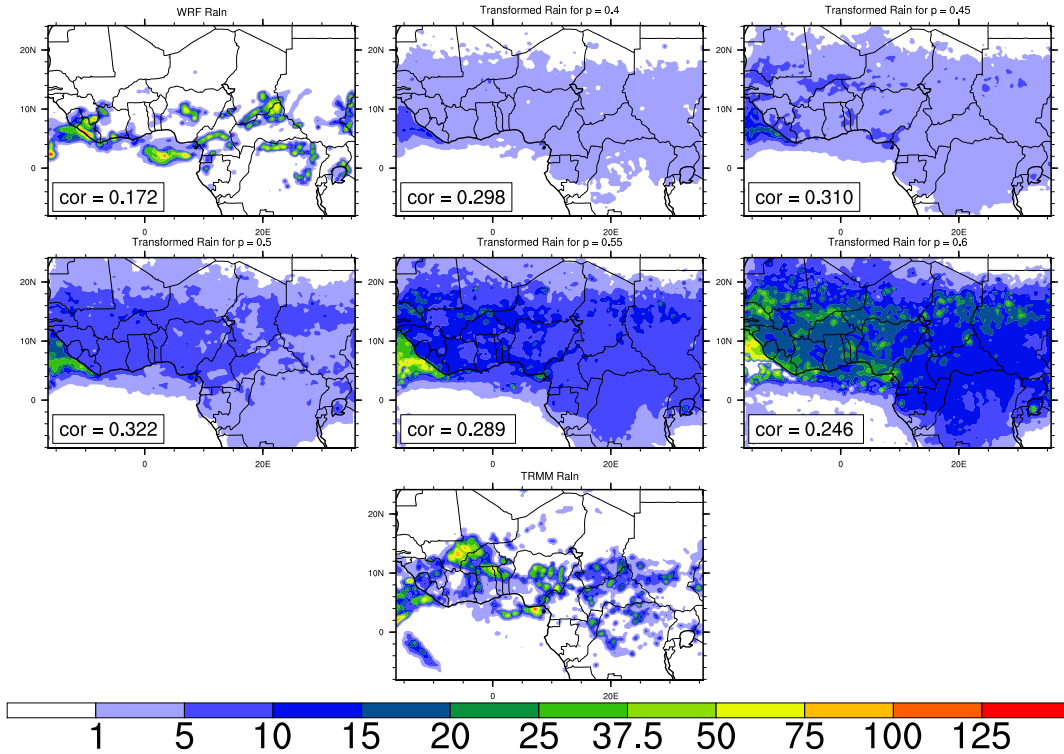


Figure 30 – *Distribution journalière des précipitations du 10-06-2010*

de 10 mm, la probabilité d’observer des pluies inférieures ou égales à 20 mm est 0,65. On a 65 % de chances d’observer les pluies \leq à 20 mm lorsque le modèle simule 10 mm de précipitations en un point. On déduit que la probabilité d’observer des pluies $>$ à 20 mm est 0,35. Ainsi, on a 35 % de chances d’observer des pluies d’intensités $>$ à 20 mm en un point lorsque le modèle simule 10 mm de pluies. Pour une valeur simulée de 25 mm, la probabilité d’observer des pluies \leq à 20 mm est 0,58, c’est-à-dire 58 % de chances d’observer des pluies \leq à 20 mm lorsque le modèle WRF simule 25 mm de pluies en un point. La probabilité d’observer des pluies dont l’intensité est $>$ à 20 mm est 0,42, soit 42 % de chances.

D’après les analyses précédentes, il ressort que la probabilité d’observer les pluies supérieures à un seuil donné augmente avec les quantités de pluies simulées. Ce résultat est en accord avec ceux des sections précédentes.

Rain (mm/day): 2010-06-10

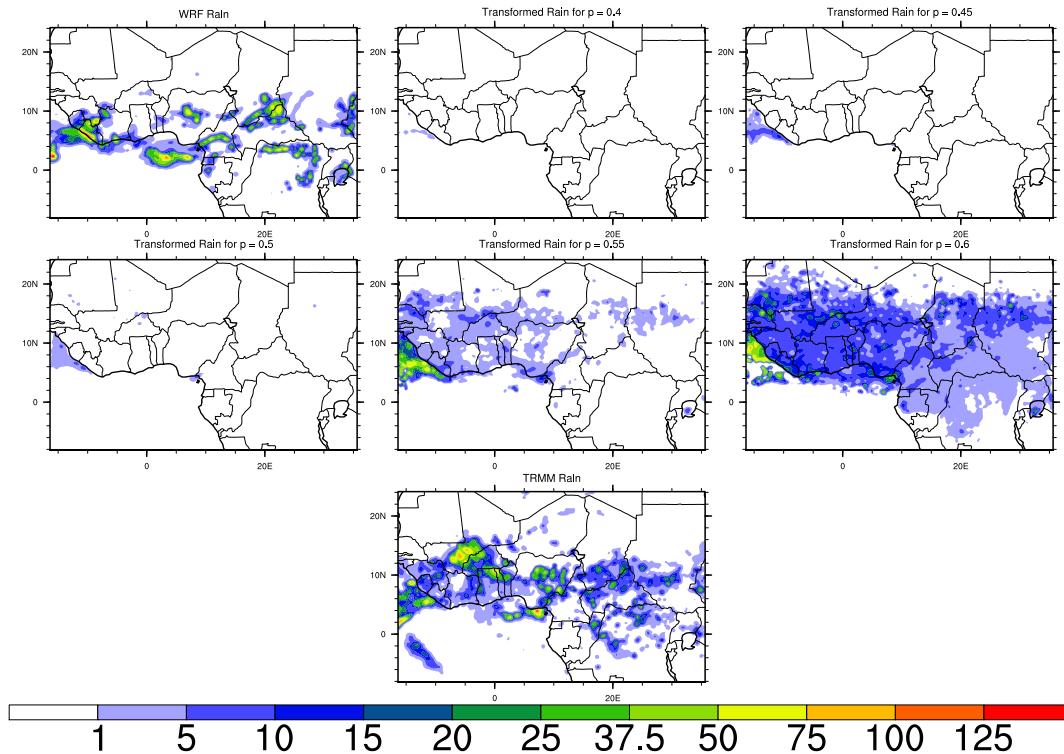


Figure 31 – Distribution journalière des précipitations du 10-06-2010. La moyenne climatologique est retirée dans ce cas.

La figure 36 (b) représente la fonction de densité à priori et trois densités postérieures basées sur trois réalisations différentes du prédicteur : 1 mm, 10 mm et 25 mm. Pour une quantité simulée de pluies de 1 mm, la valeur la plus probable des pluies qu'on peut observer est 5 mm. Cette valeur la plus probable passe à 8 mm lorsque la quantité de pluies simulées est 10 mm et 12 mm pour une quantité simulée de 25 mm. Ainsi, lorsque la quantité des pluies simulées en un point augmente, les chances d'observer réellement de fortes quantités de pluies augmentent aussi. Ces résultats viennent ainsi consolider ceux trouvés précédemment. La figure 36 (b) montre aussi que la densité diminue lorsque les quantités observées augmentent, ce qui montre que les forts événements pluvieux sont rares et par conséquent difficiles à prévoir.

Rain (mm/day): 2010-06-15

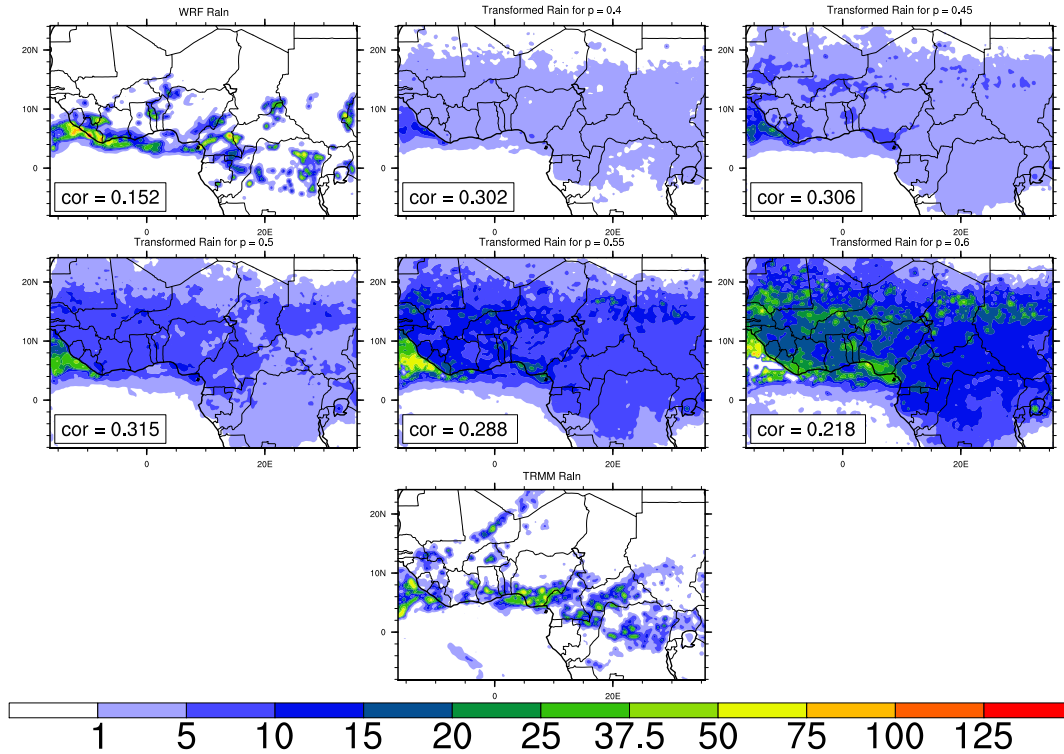


Figure 32 – Distribution journalière des précipitations du 15-06-2010.

b) Région 3

La figure 37 (a) représente la fonction de distribution à priori et trois distributions postérieures. Pour une quantité simulée de pluies de 1 mm, la probabilité d'observer les pluies \leq à 20 mm est 0,90 ; soit 90 % de chances. Les chances d'observer alors des quantités de pluies $>$ à 20 mm sont de 10 % seulement lorsque la quantité de pluies est de 1 mm. Pour des quantités simulées de pluies de 10 mm, la probabilité d'observer des pluies \leq à 20 mm par exemple est 0,75, soit 75 % de chances. Ainsi la probabilité d'observer des pluies $>$ à 20 mm est 0,25 ; soit 25 % de chances. Pour des quantités simulées de 25 mm, la probabilité d'observer des pluies \leq à 20 mm est 0,7 ; soit 70 % de chances. Les chances d'observer les précipitations $>$ à 20 mm sont de 30 %.

Contrairement à la région 2, on remarque que les chances d'observer des pluies $>$ à un seuil augmentent faiblement lorsque les quantités simulées augmentent dans la région

Rain (mm/day): 2010-06-15

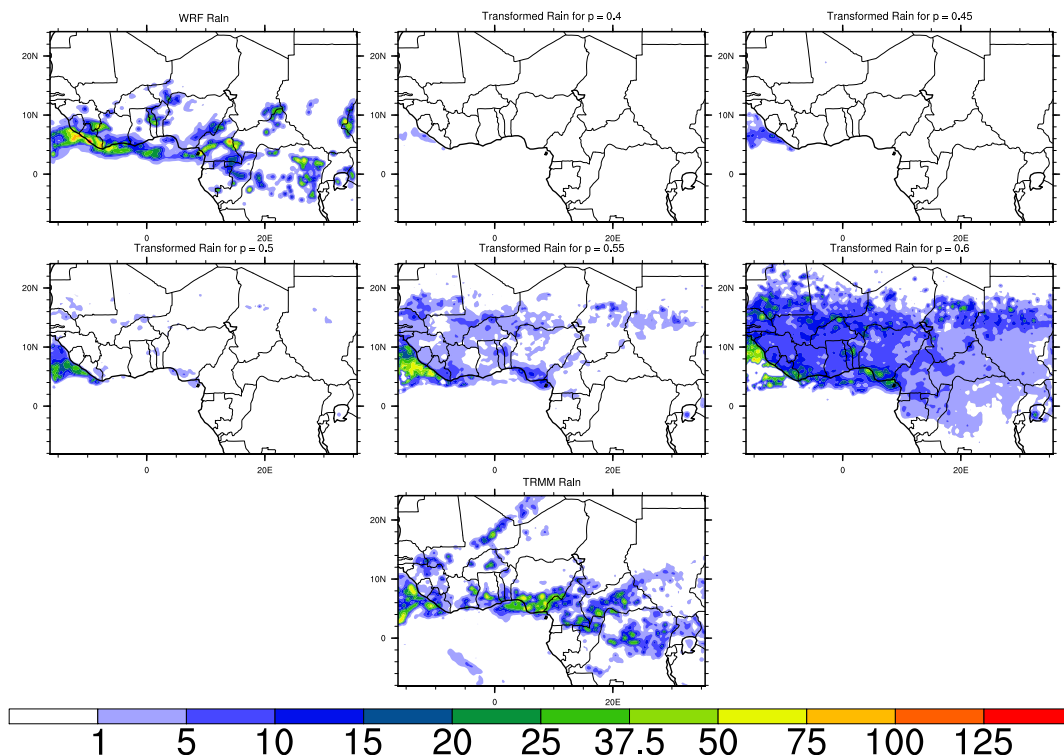


Figure 33 – Distribution journalière des précipitations du 15-06-2010. La moyenne climatologique est retirée dans ce cas.

3. Ceci est dû au fait que le relief de la zone 3 est très varié. On y rencontre la vallée du Niger, les hautes terres de l'ouest, le plateau de l'adamaoua au Cameroun et le mont Cameroun. Le climat de cette région est très varié et complexe.

La figure 37 (b) représente la fonction de densité à priori et trois densités postérieures. Pour les quantités de pluies simulées de 1 mm, la valeur la plus probable observée est 4 mm avec une densité de 0,06. La valeur la plus probable est 7 mm pour une quantité de pluie simulée de 10 mm. Elle est de 10 mm lorsque la quantité simulée est de 25 mm.

c) Région 4

La figure 38 (a) représente la fonction de distribution à priori et trois distributions postérieures. Pour une quantité de pluies simulées de 1 mm, la probabilité d'observer

Rain (mm/day): 2010-07-20

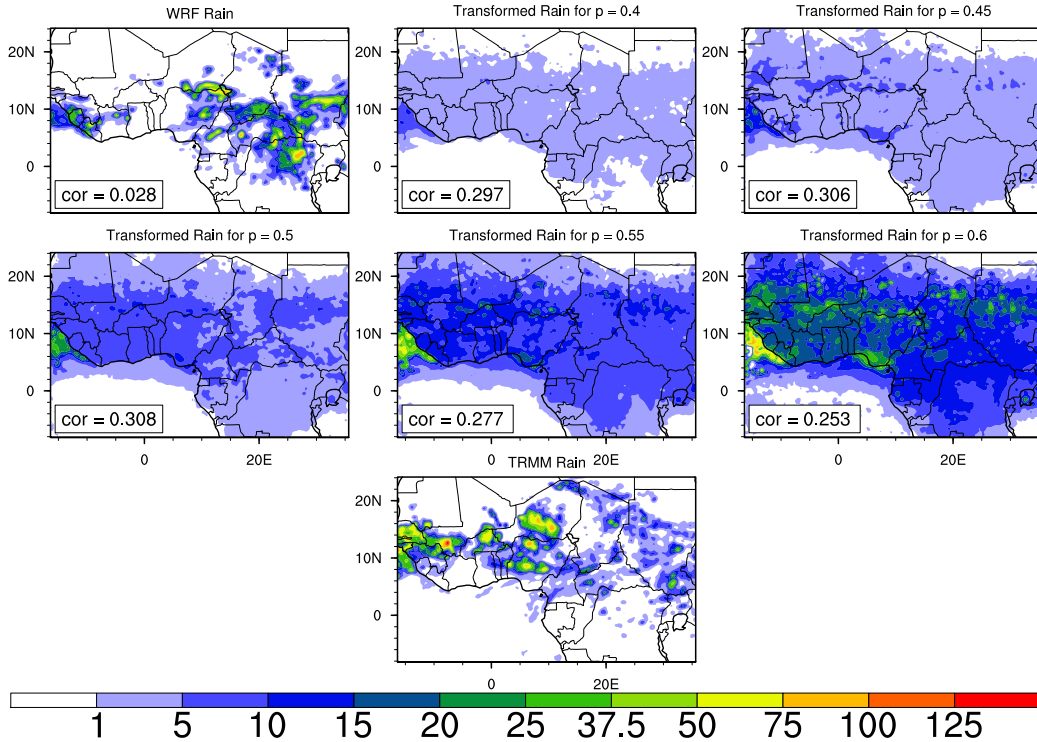


Figure 34 – Distribution journalière des précipitations du 20-07-2010.

des pluies inférieures ou égales à 20 mm par exemple est 0,8 ; soit 80 % de chances. La probabilité d’observer des pluies d’intensités $>$ à 20 mm est donc 0,2 ; soit 20 % de chances. Pour une quantité de pluies simulées de 10 mm, la probabilité d’observer les quantités de pluies \leq à 20 mm est de 0,6 ; soit 60 % de chances. Celle d’observer les quantités $>$ à 20 mm est 0,4. La probabilité d’observer les quantités de pluies \leq à 20 mm sachant que la quantité simulée est 25 mm est 0,5 et celle d’observer les pluies $>$ 20 mm est 0,5. La figure 38 (b) montre que les valeurs les plus probables des pluies sachant que les quantités simulées sont 1 mm, 5 mm et 25 mm sont respectivement 5 mm, 12 mm et 15 mm.

d) Région 5

La figure 39 (a) représente la fonction de distribution à priori et trois distributions postérieures. La probabilité d’observer les pluies \leq à 10 mm par exemple sachant que la

Rain (mm/day): 2010-07-20

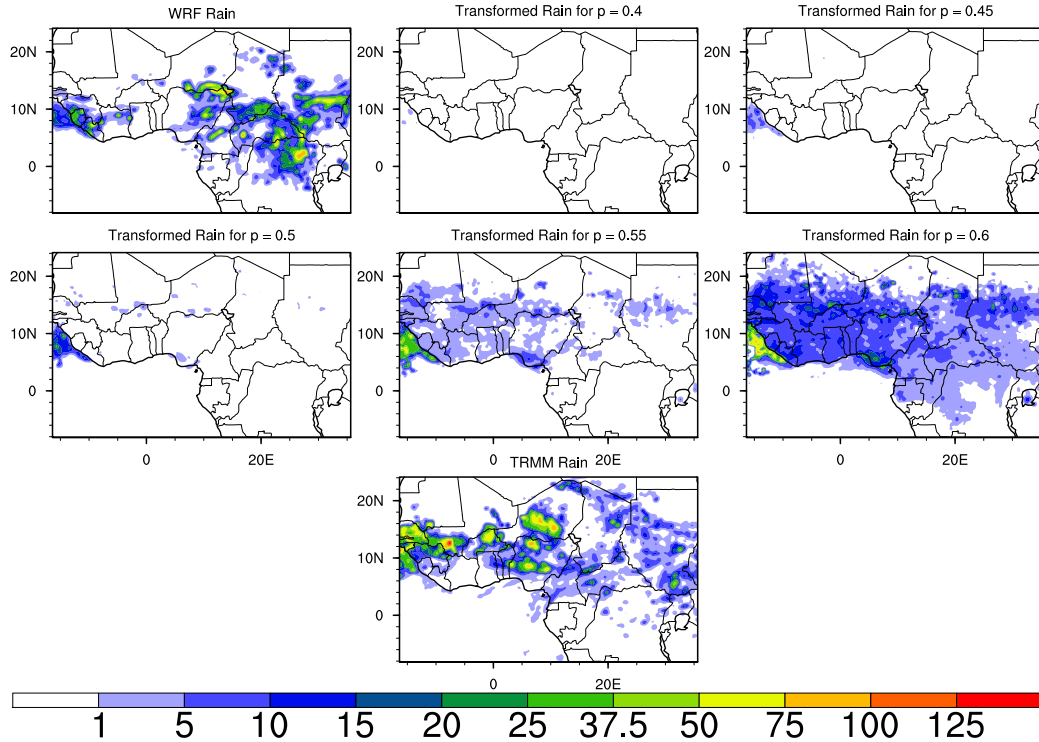


Figure 35 – Distribution journalière des précipitations du 20-07-2010. La moyenne climatologique est retirée dans ce cas.

quantité simulée est 1 mm est 0,85 ; soit 85 % de chances. Lorsque les quantités simulées sont 10 mm et 25 mm, les probabilités d’observer des pluies \leq 10 mm sont respectivement 0,75 et 0,72. Les probabilités d’observer des quantités de pluies $>$ à 10 mm sont respectivement 0,25 et 0,28. La figure 39 (b) montre que les valeurs les plus probables qu’on peut observer sont comprises entre 3 et 5 mm pour les quantités des pluies simulées $>$ 1 mm. On constate que les précipitations les plus probables sont de faibles intensités. Ce qui signifie qu’on n’enregistre pas de fortes pluies dans l’océan pendant la saison JJAS.

e) Région 6

Pour les pluies simulées de 1 mm, la probabilité d’observer des pluies \leq 20 mm est 0,8 et celle d’observer les pluies $>$ à 20 mm est 0,2 (voir Fig 40 (a)). Lorsque les pluies

simulées ont pour intensités 10 mm et 25 mm, la probabilité d'observer les pluies ≤ 20 mm sont respectivement 0,7 et 0,65 et celles d'observations des pluies > 20 mm sont respectivement 0,3 et 0,35. Les valeurs les plus probables des pluies sont 6 mm, 9 mm et 12 mm pour les quantités simulées respectifs 1 mm, 10 mm et 25 mm (voir Fig 40 **(b)**).

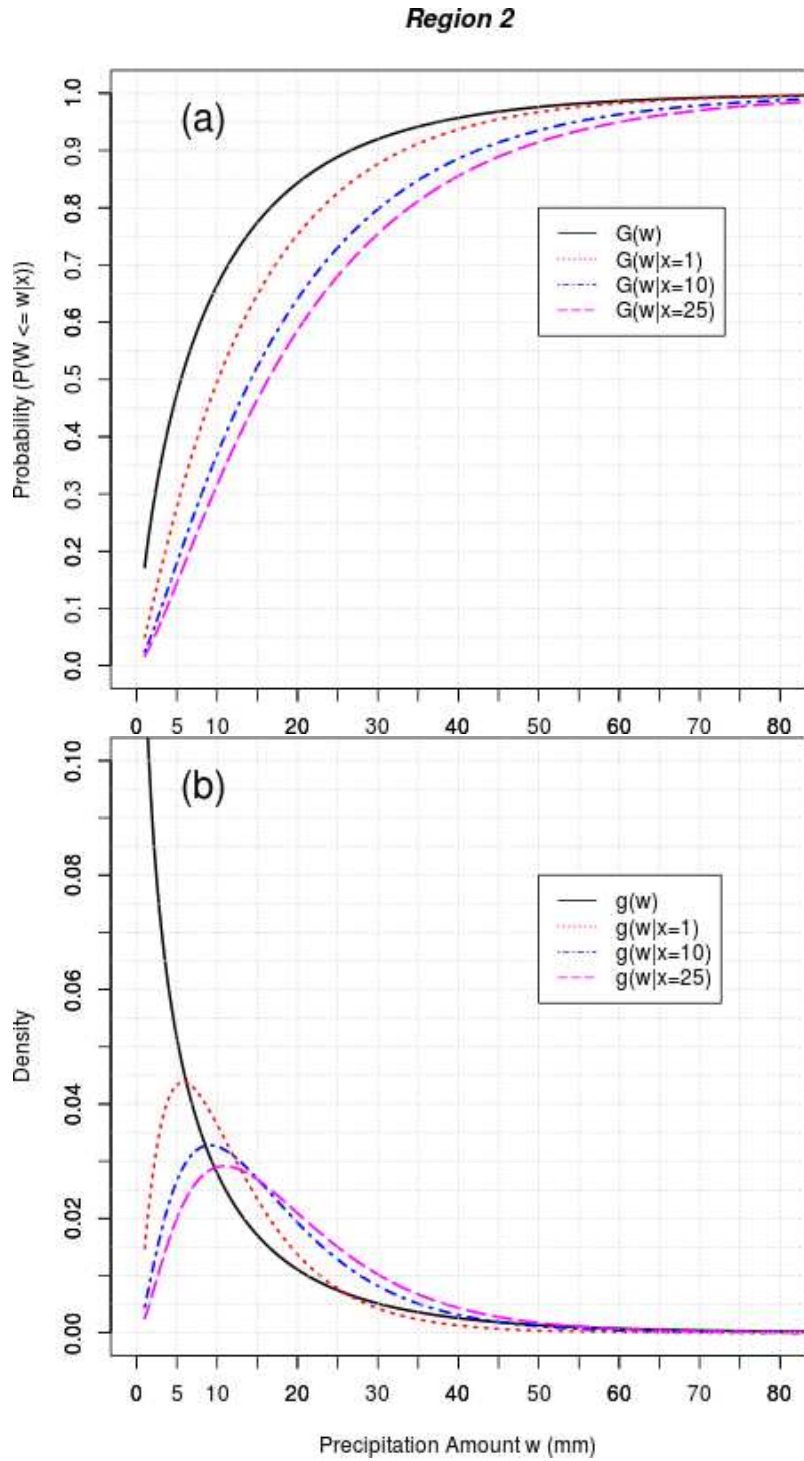


Figure 36 – Exemples de prévisions probabilistes de quantités de précipitations W , conditionnelle à l’occurrence des précipitations, $W > 0$, et basées sur trois réalisations différentes $x = 1, 10, 25$ mm du prédicteur X pour un cumul journalier : 0000-0000 UTC : (a) la fonction de distribution à priori G et trois distributions postérieures $G(w/x=1), G(w/x=10), G(w/x=25)$; (b) la fonction de densité à priori g et trois densités postérieures $g(w/x=1), g(w/x=10), g(w/x=25)$ sont représentées.

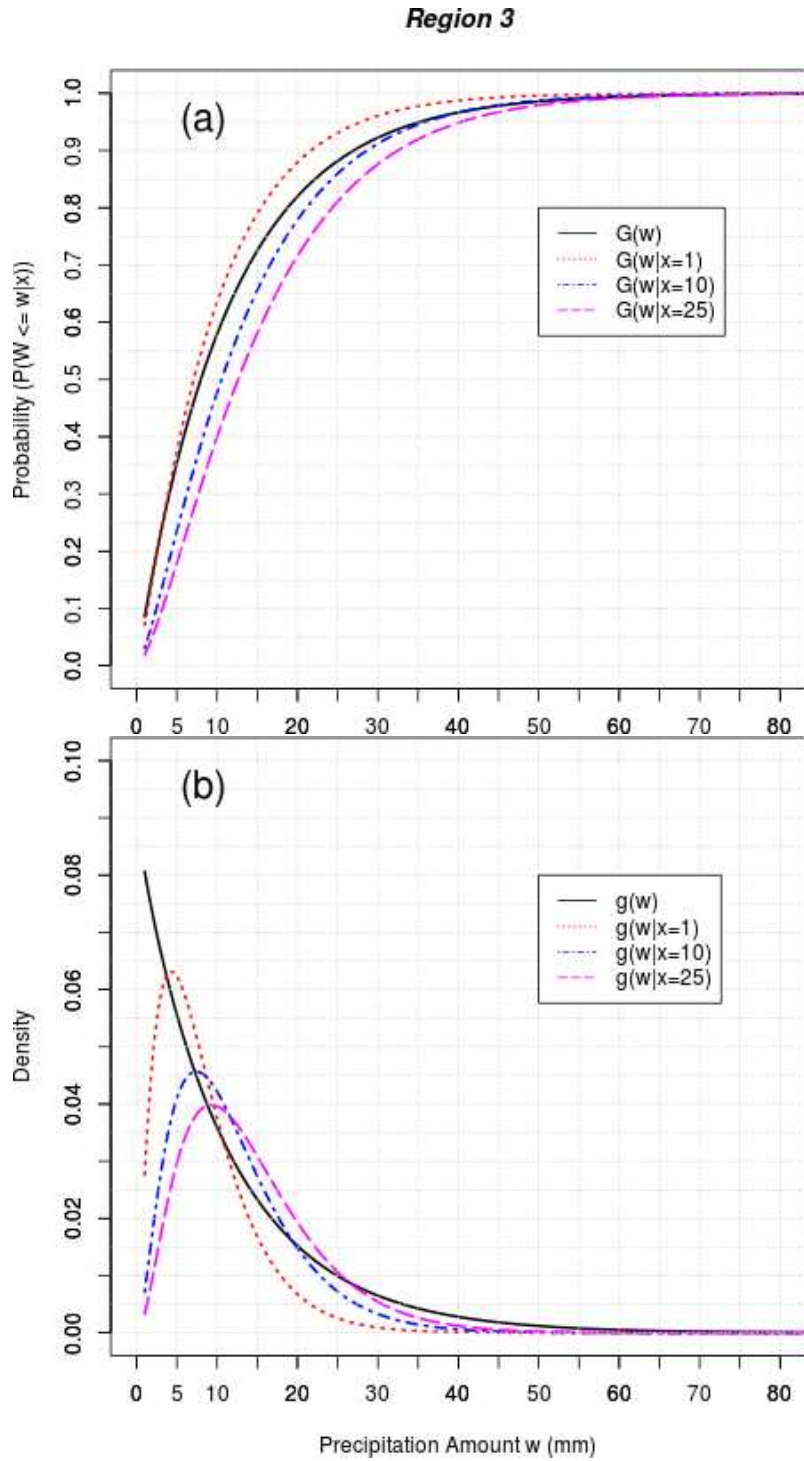


Figure 37 – Exemples de prévisions probabilistes de quantités de précipitations W , conditionnelle à l’occurrence des précipitations, $W > 0$, et basées sur trois réalisations différentes $x = 1, 10, 25$ mm du prédicteur X pour un cumul journalier : 0000-0000 UTC : (a) la fonction de distribution à priori G et trois distributions postérieures $G(w|x=1)$, $G(w|x=10)$, $G(w|x=25)$; (b) la fonction de densité à priori g et trois densités postérieures $g(w|x=1)$, $g(w|x=10)$, $g(w|x=25)$ sont représentées.

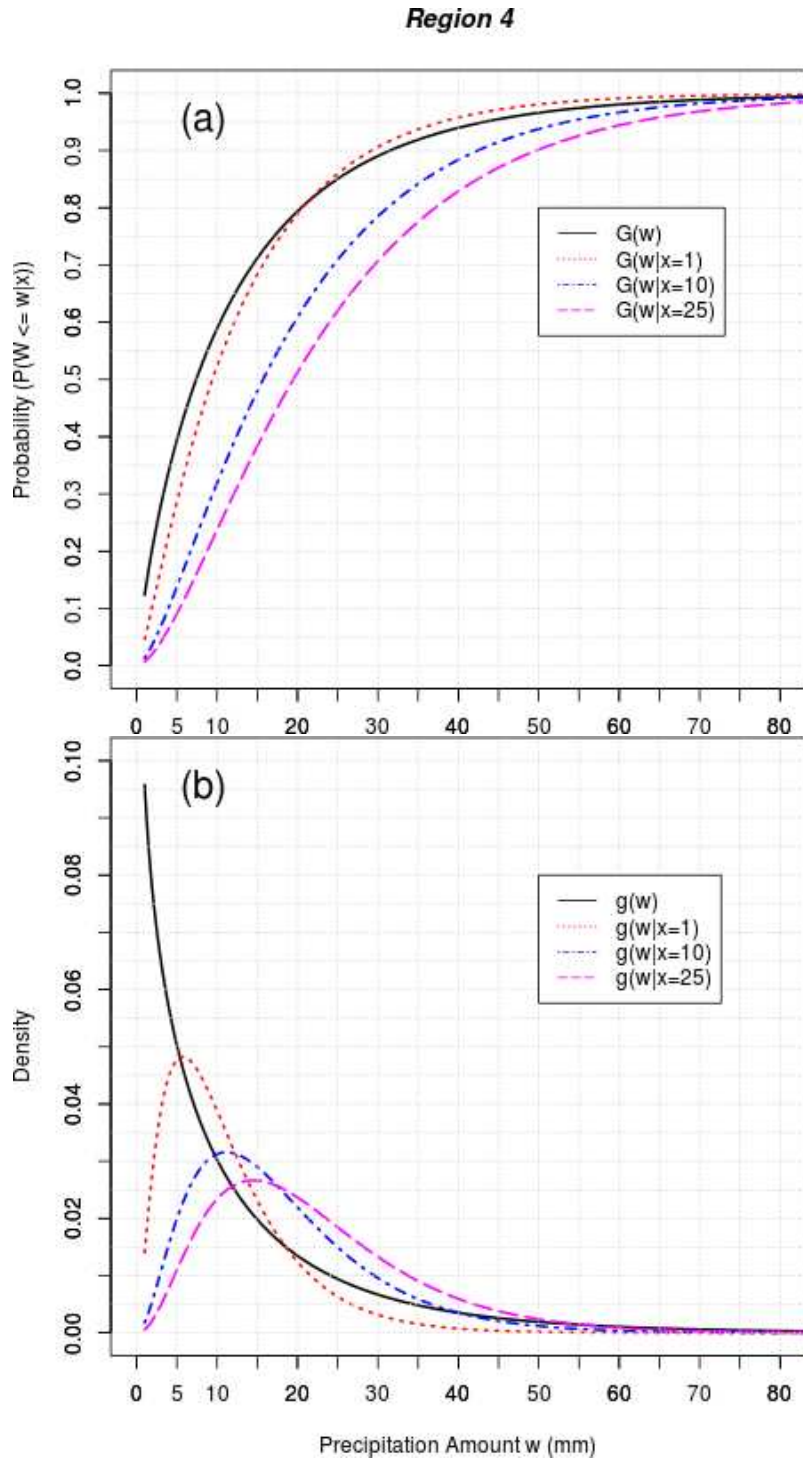


Figure 38 – Exemples de prévisions probabilistes de quantités de précipitations W , conditionnelle à l'occurrence des précipitations, $W > 0$, et basées sur trois réalisations différentes $x = 1, 10, 25$ mm du prédicteur X pour un cumul journalier : 0000-0000 UTC : (a) la fonction de distribution à priori G et trois distributions postérieures $G(w/x=1), G(w/x=10), G(w/x=25)$; (b) la fonction de densité à priori g et trois densités postérieures $g(w/x=1), g(w/x=10), g(w/x=25)$ sont représentées.

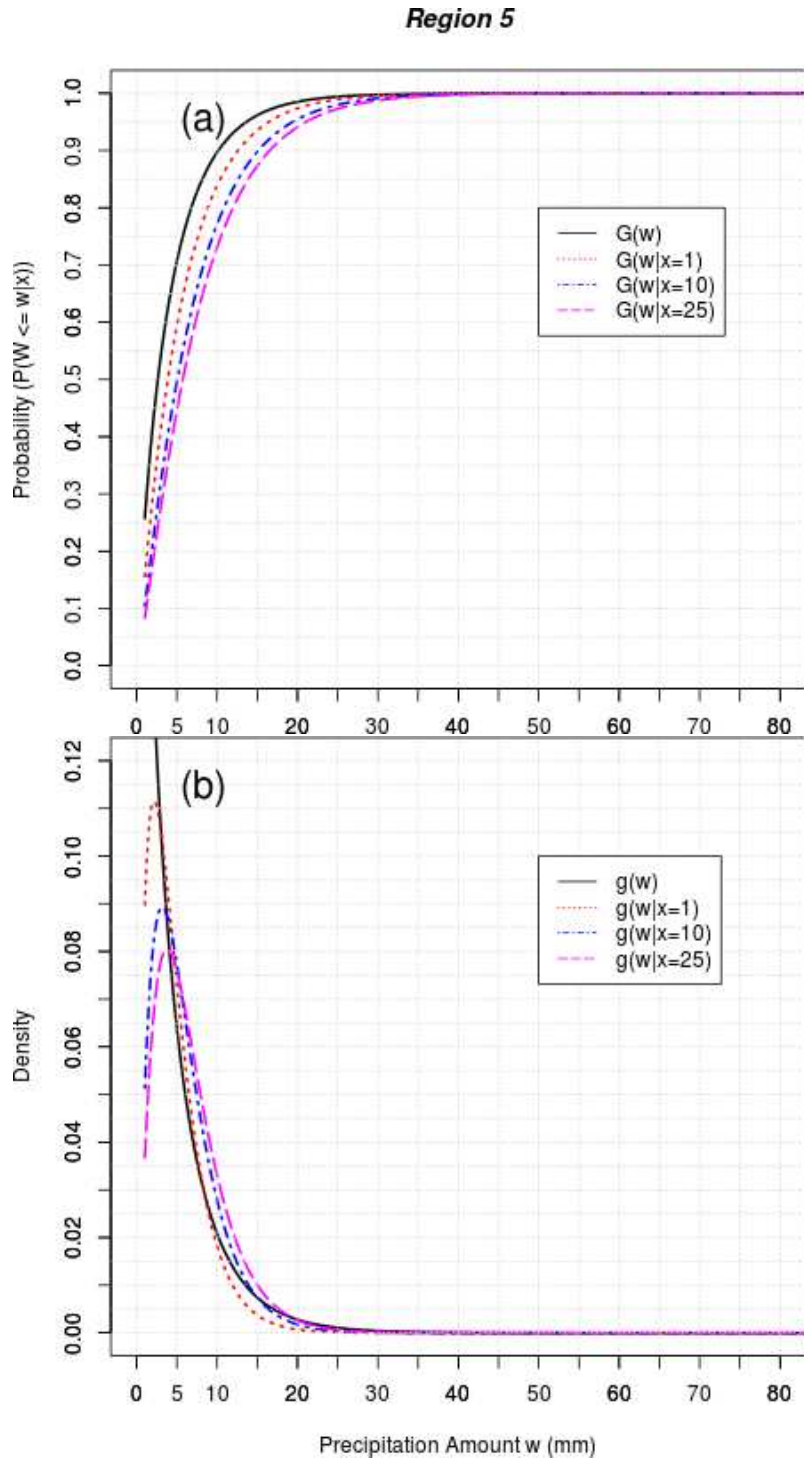


Figure 39 – Exemples de prévisions probabilistes de quantité de précipitations W , conditionnelle à l’occurrence des précipitations, $W > 0$, et basées sur trois réalisations différentes $x = 1, 10, 25$ mm du prédicteur X pour un cumul journalier : 0000-0000 UTC : (a) la fonction de distribution à priori G et trois distributions postérieures $G(w/x=1)$, $G(w/x=10)$, $G(w/x=25)$; (b) la fonction de densité à priori g et trois densités postérieures $g(w/x=1)$, $g(w/x=10)$, $g(w/x=25)$ sont représentées.

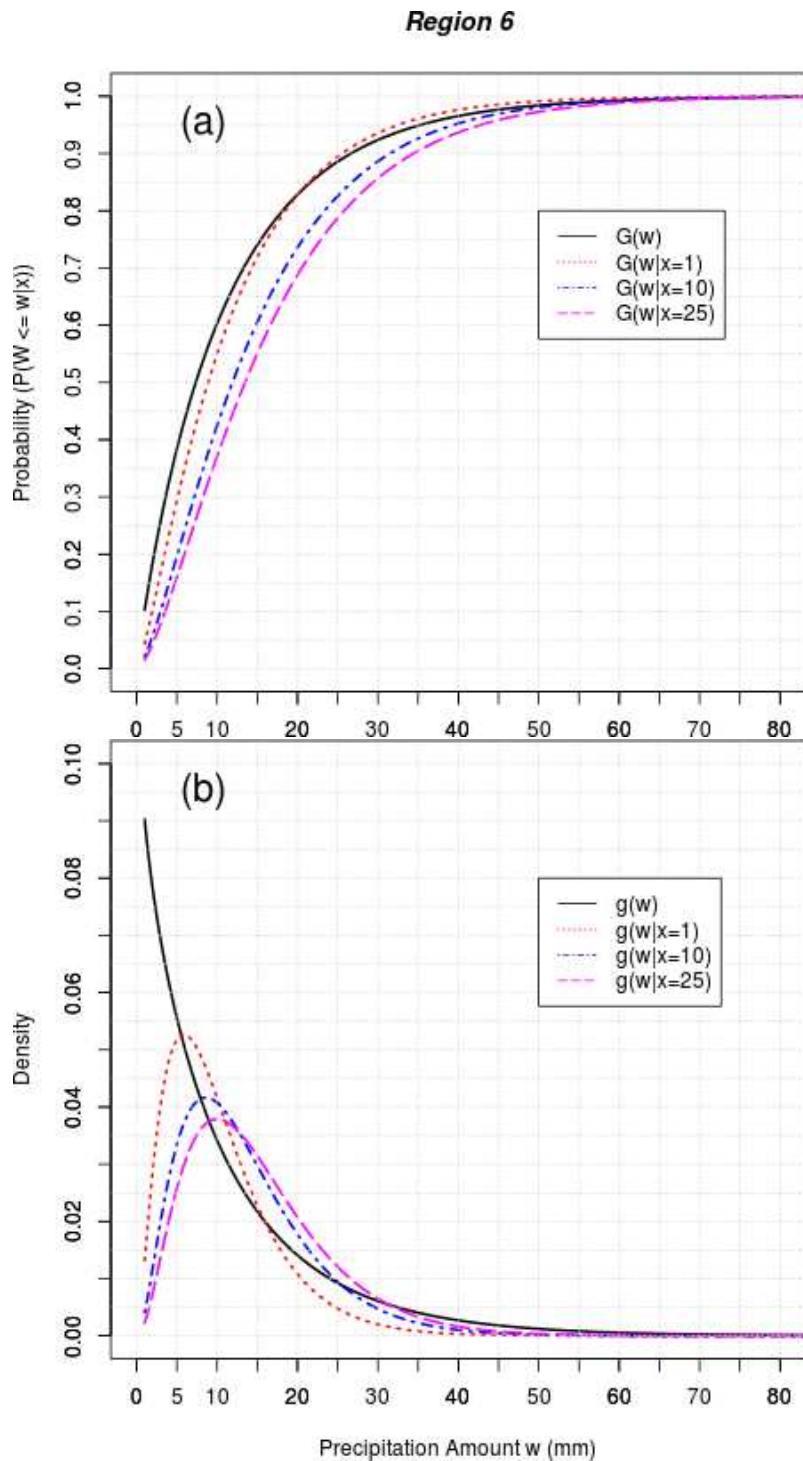


Figure 40 – Exemples de prévisions probabilistes de quantités de précipitations W , conditionnelle à l'occurrence des précipitations, $W > 0$, et basées sur trois réalisations différentes $x = 1, 10, 25$ mm du prédicteur X pour un cumul journalier : 0000-0000 UTC : (a) la fonction de distribution à priori G et trois distributions postérieures $G(w|x=1)$, $G(w|x=10)$, $G(w|x=25)$; (b) la fonction de densité à priori g et trois densités postérieures $g(w|x=1)$, $g(w|x=10)$, $g(w|x=25)$ sont représentées.

Conclusion générale et perspectives

Les prévisions probabilistes des précipitations à partir des sorties du modèle régional WRF ont été évaluées pendant la saison juin-juillet-août-septembre (JJAS). Cette évaluation s'est opérée au moyen des séries d'expériences numériques forcées toutes les 3h par les données GFS. Elles ont en commun le domaine (15°W à 30°E et 10°S à 30°N), les résolutions horizontale (25km) et verticale (41 niveaux sigma).

Cinq schémas de convection, six schémas de microphysique, trois schémas de surface, quatre schémas de couche limite, quatre schémas radiatifs de grandes longueurs d'onde et quatre schémas radiatifs de courtes longueurs d'onde ont été testés, conduisant à 132 simulations sur une courte période de deux jours (22 au 23 juillet 2010). Les résultats ont été comparés aux données TRMM pour la même période. Toutes les expériences donnent des résultats contrastés en Afrique Centrale et de l'Ouest. Les schémas convectifs de KF et GD 3D simulent moins bien les précipitations comparés aux autres schémas convectifs. En plus, en évaluant l'incertitude liée au choix des différents schémas, les résultats pourraient aider pour l'amélioration future et le développement de ces paramétrisations et aussi dans la sélection des paramétrisations adéquates pour la communauté de la modélisation régionale (Changhai et al. 2011). Cette étude montre que les répartitions spatiale et temporelle des précipitations sont très sensibles au choix de la paramétrisation dans la zone d'étude. La repartition spatiale des précipitations est assez bien simulée par le modèle, mais la prévision de l'intensité des précipitations présente quelques faiblesses. La configuration qui a été retenue comporte les schémas de Tiedtke pour la convection, Thompson pour la microphysique, Noah pour le modèle de surface et RRTM pour le transfert radiatif.

Avec le modèle ainsi configuré, 2 séries de simulations ont été conduites sur la saison JJAS de 2010 et 2011 et les sorties traitées pour produire des prévisions probabilistes. La saison JJAS 2010 a été utilisée pour déterminer la relation entre la probabilité d'occurrence des précipitations et la quantité des précipitations simulées, et la saison JJAS

2011 a servi de vérification de la relation trouvée. Les PoPs estimées augmentent considérablement lorsque le modèle WRF prévoit de grandes quantités de précipitations. Les vérifications montrent que ces prévisions probabilistes sont à la fois fiables et habiles. Les prévisionnistes peuvent être plus confiants lorsque le modèle simule de très fortes quantités de pluies en un point. En outre, en des points de grille où le modèle ne prévoit aucune précipitation, les précipitations sont moins susceptibles de se produire que la fréquence climatologique calculée comme la moyenne des probabilités sur l'ensemble du domaine. La compétence de ces prévisions probabilistes, indiquée par le diagramme de fiabilité, ainsi que les BS, implique que le modèle est plus susceptible d'indiquer les régions où les processus atmosphériques sont les plus favorables pour les précipitations (lorsque le modèle génère des fortes quantités) qu'il est en mesure de prédire avec précision les véritables quantités de précipitations observées. La relation PQP-probabilité évaluée dans le présent document peut être utilisée par les prévisionnistes comme guide pour les prévisions probabilistes à partir des sorties d'un modèle déterministe. En outre, les prévisionnistes peuvent appliquer la même technique aux prévisions d'ensemble.

Un autre type de prévision probabiliste, la technique BPO (Bayesian Processor of Output) a été aussi étudié. Cette méthode traite les sorties d'un modèle numérique de prévision du temps (MNP) et fusionne de façon optimale ces données avec les données climatologiques afin de quantifier l'incertitude sur un prédicand (variable cible). Dans cette technique les fonctions de densité de probabilité (PDF) à posteriori ont été déterminées. L'étude a montré que la distribution de Weibull représente mieux les précipitations dans la zone d'étude.

Les travaux futurs envisagent comparer la qualité des prévisions probabilistes basées sur ces techniques appliquées à la moyenne des précipitations de l'ensemble. Les méthodes traditionnelles d'ensemble déterminent les probabilités basées sur le nombre de membres indiquant les précipitations supérieures à un seuil. Nous envisageons également étendre ces techniques sur des cumuls de pluies de 12h, 6h et 3h.

Bibliographie

- Accadia, C., S. Mariani, M. Casaioli, A. Lavagnini, and A. Speranza**, 2005 : Verification of precipitation forecasts from two limited-area models over Italy and comparison with ECMWF forecasts using a resampling technique. *Wea. Forecast.*, **20**, 276–300.
- Alexandru, A., D.R. Elia, R. Laprise, L. Separovic, and S. Biner**, 2009 : Sensitivity study of regional climate model simulations to large-scale nudging parameters. *Monthly Weather Review*, **137**, 1666–1686.
- Alexandru, A., R. Elia, and R. Laprise**, 2007 : Internal variability in regional climate downscaling at the seasonal scale. *Monthly Weather Review*, **135**, 3221–3238.
- Anderson, J.**, 1996 : A method for producing and evaluating probabilistic forecasts from ensemble model integrations. *Journal of Climate*, **9**, 1518–1530.
- Anderson, J.R., E.E. Hardy, J.T. Roach, and R.E. Witmer**, 1976 : A land use and land cover classification system for use with remote sensor data. USGS Professional Paper 964 : 28 p.
- Antic, S., R. Laprise, B. Denis, and D.R. Elia**, 2003 : Testing the downscaling ability of a oneway nested regional climate model in regions of complex topography. *Climate Dynamics*, **26**, 305–325.
- Arakawa, A.**, 2004 : The cumulus parameterization problem : past, present, and future. *Journal of Climate*, **17**, 2493–2525.
- Arakawa, A., and W. Schubert**, 1974 : Interaction of a cumulus cloud ensemble with the largescale environment, part I. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **31**, 674–701.
- Arkin, P.A., and B.N. Meisner**, 1987 : The relationship between large scale convective rainfall and cold cloud over the Western Hemisphere during 1982–84. *Monthly*

- Weather Review*, **115**, 51–74.
- Barker, H., R. Pincus, and J.J. Morcrette**, May 2002 : The Monte-Carlo independent column approximation : application within large scale models. *Proceedings of the GCSS/ARM workshop on the representation of clouds systems in large scale models.*, Cananaskis, Alberta, Canada, 10 pp.
- Baron, C., B. Sultan, M. Balme, B. Sarr, T. Lebel, S. Janicot, and M. Dingkuhn**, 2005 : From GCM grid cell to agricultural plot : Scale issues affecting modelling of climate impact. *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, **360B**, 2095–2108.
- Betts, A.K., and M.J. Miller**, 1986 : A new convective adjustment scheme. Part II : Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX, and arctic air-mass data sets. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 693–709.
- Bright, D., and S. Mullen**, 2002 : The sensitivity of the numerical simulation of the southwest monsoon boundary layer to the choice of PBL turbulence parameterization in MM5. *Weather Forecast*, **17**, 99–114.
- Buizza, R., F. A. Hollingsworth, Lalaurette, and A. Ghelli**, 1999 : Probabilistic predictions of precipitation using the ECMWF Ensemble Prediction System. *Wea. Forecasting*, **14**, 168–189.
- Buzzi, A., S. Davolio, M. Isidoro, and P. Malguzzi**, 2004 : The impact of resolution and of MAP reanalysis on the simulations of heavy precipitation during MAP cases. *Meteorol. Z.*, **13**, 91–97.
- Bénard, P.**, 2000 : Le non-hydrostatisme pour les débutants. Note interne destinée au personnel technique de Météo-France. <http://www.cnrm.meteo.fr/gmapdoc/IMG/ps/nhd.ps>.
- Castro, C.L., R.A. Pielke, and G. Leoncini**, 2005 : Dynamical downscaling : Assessment of value retained and added using the regional atmospheric modeling system (RAMS). *Journal of Geophysical Research*, **110**, doi :10.1029/2004JD004721.
- Challa, V., J. Indracanti, M. Rabarison, C. Patrick, J. Baham, J. Young, R. Hughes, M. Hardy, S. Swanier, and A. Yerramilli**, 2009 : A simulation study of mesoscale coastal circulations in Mississippi Gulf coast. *Atmospheric Research*, **91**, 9–25.
- Changhai, L., I. Kyoko, T. Gregory, R. Roy, and J. Dudhia**, 2011 : High-Resolution Simulations of Wintertime Precipitations in the Colorado Headwaters

- Regions : Sensitivity to Physics Parameterizations. *Mon. Wea. Re.*, **139**, 3533–3553.
- Chen, F., and J. Dudhia**, 2001 : Coupling an advanced land-surface/ hydrology model with the Penn state/ NCAR MM5 modeling system. Part I : Model description and implementation. *Mon Weather Rev.*, **129**, 569–585.
- Dai, A.**, 1999 : Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. *Journal of Climate*, **19**, 4605–4630.
- Davies, H.**, 1976 : A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **102**, 405–418.
- Denis, B., J. Côté, and R. Laprise**, 2002 : Spectral decomposition of two-dimensional atmospheric fields on limited-area domains using discrete cosine transform (DCT). *Monthly Weather Review*, **130**, 1812–1829.
- Denis, B., R. Laprise, and D. Caya**, 2003 : Sensitivity of a regional climate model to the resolution of the lateral boundary conditions. *Climate Dynamics*, **20**, 107–126.
- Denis, B., R. Laprise, D. Caya, and J. Côté**, 2002 : Downscaling ability of one-way nested regional climate models : the Big-Brother Experiment. *Climate Dynamics*, **18**, 627–646.
- Dezfuli, A.K.**, 2011 : Spatio-temporal variability of seasonal rainfall in western equatorial africa. *Theor. Appl. Climatol.*, **104**, 57–69.
- Dickinson, R.E., R.M. Errico, and G. Giorgi, F. and Bates**, 1989 : A regional climate model for the western United States. *Climatic Change*, **15**, 383–422.
- Dimitrijevic, M., and R. Laprise**, 2003 : Validation of the nesting technique in a regional climate model and sensitivity tests to the resolution of the lateral boundary conditions during summer. *Climate Dynamics*, **25**, 555–580.
- Djotang, T.L.A., and K.F. Mkankam**, 2010 : Sensitivity of the simulated African monsoon of summers 1993 and 1999 to convective parameterization schemes in RegCM3. *Theoretical and Applied Climatology*, **100**, 207–220.
- Dudhia, J., S. Hong, and K. Lim**, 2008 : A new method for representing mixed-phase particle fall speeds in bulk microphysics parameterizations. *J. Met Soc Japan*, **86**, 33–44.
- Ek, M.B., K.E. Mitchell, Y. Lin, E. Rogers, P. Grunmann, V. Koren, G. Gayno, and J.D. Tarpley**, 2003 : Implementation of Noah land surface model

- advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. *Journal of Geophysical Research*, **108**, doi :10.1029/2002JD003296.
- Elia, D.R., R. Laprise, and B. Denis**, 2002 : Forecasting skill limits of nested limited-area models : a perfect-model approach. *Monthly Weather Review*, **130**, 2006–2023.
- Flaounas, E., S. Bastin, and S. Janicot**, 2010 : Regional climate modelling of the 2006 West African monsoon : sensitivity to convection and planetary boundary layer parameterisation using WRF. *Clim. Dynamics*, **363.**, 1083–1105.
- Friedl, M., D.K. McIver, J.C.F. Hodges, X.Y. Zhang, D. Muchoney, A.H. Strahler, C.E. Woodcock, S. Gopal, A. Schneider, A. Cooper, A. Bacchini, F. Gao, and C. Schaaf**, 2002 : Global land cover mapping from MODIS : algorithms and early results. *Remote Sensing Environment*, **83**, 287–302.
- Gallee, H., W. Moufouma-Okia, P. Bechtold, O. Brasseur, I. Dupays, P. Marbaix, C. Messenger, R. Ramel, and T. Lebel**, 2004 : A high-resolution simulation of a West African rainy season using a regional climate model. *J Geophys Res*, **109**, doi :10.1029/2003JD004020.
- Gallus, W. A., J., and M. Segal**, 2004 : Does increased predicted warm season rainfall indicate enhanced likelihood of rain occurrence? *Wea. Forecasting*, **19**, 1127–1135.
- Gallus, W.A., M.E. Baldwin, and L.E. Kimberly**, 2006 : Evaluation of Probabilistic Precipitation Forecast Determined from Eta and AVN Forecasted Amounts. *Weather and Forecasting*, 207–215.
- Gallus, W.J.**, 1999 : Eta simulations of three extreme precipitation events : sensitivity to resolution and convective parameterization. *Weather Forecast*, **14**, 405–426.
- Giorgi, F.**, 1995 : Perspectives for regional earth system modeling. *Global and Planetary Change*, **10**, 23–42.
- Giorgi, F., and G. Bates**, 1989 : The climatological skill of a regional model over complex terrain. *Monthly Weather Review*, **117**, 2325–2347.
- Giorgi, F., and X. Bi**, 2000 : A study of internal variability of a regional climate model. *Journal of Geophysical Research*, **29**, 503–529.
- Giorgi, F., B.C. Hewitson, J. Christensen, M. Hulme, H.V. Storch, P. Whetton, R. Jones, L. Mearns, and C. Fu**, 2001 : The Scientific Basis. Contribution

- of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Houghton J.T., Ding Y., Griggs D.J., Noguer M., Van Der Linden P.J., Dai x., Maskell K., Johnson C.A. (Eds.). *Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY. <http://www.ipcc.ch> (Chapter 10 of the IPCC WG1 Assessment).*
- Giorgi, F., M.R. Marinucci, and G. Bates**, 1993 : Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part I : boundary-layer and radiative transfer processes. *Monthly Weather Review*, **121**, 2794–2813.
- Giorgi, F., and L. Mearns**, 1999 : Introduction to special section : regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical*, **104**, 6335–6352.
- Giorgi, F., and L.O. Mearns**, 1991 : Approaches to the simulation of regional climate change : a review. *Reviews of Geophysics*, **29**, 191–216.
- Glahn, H.R., and D.A. Lowry**, 1972 : The use of model output statistics (mos) in objective weather forecasting. *Journal of Applied Meteorology*, **11**, 1203–1211.
- Gochis, D., W. Shuttleworth, and Z. Yang**, 2002 : Sensitivity of the modeled North American monsoon regional climate to convective parameterization. *Monthly Weather Review*, **130**, 1282–1298.
- Golding, B.W.**, 2000 : Quantitative precipitation forecasting in the UK. journal of Hydrology. *John Wiley and Sons Edition*, **239**, 286–305.
- Gong, X., and M.B. Richman**, 1995 : On the application of cluster analysis to growing season precipitation data in north america east of the rockies. *J. Climate*, **8**, 897–931.
- Grell, G.A.**, 1993 : Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 764–787.
- Hagos, S.M., and K.H. Cook**, 2007 : Dynamics of the West African monsoon jump. *J Clim*, **20(21)**, 5264–5284.
- Hamill, T.M.**, 2001 : Interpretation of rank histogram for verifying ensemble forecasts. *Monthly Weather Review*, **129**, 550–560.
- Hamill, T.M., and S.J. Colucci**, 1997 : Verification of Eta–RSM short-range ensemble forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1312–1327.
- Hong, S.Y., Y. Noh, and J. Dudhia**, 2006 : A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly Weather Review*, **134**,

- 2318–2341.
- Houze, R., and S. Medina**, 2005 : Turbulence as a mechanism for orographic precipitation enhancement. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **62**, 3599–3623.
- Huffman, G., R. Adler, P. Arkin, A. Chang, R. Ferraro, A. Gruber, J. Janowiak, A. McNab, B. Rudolf, and U. Schneider**, 1997 : The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) combined precipitation dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**, 5–20.
- Huffman, G.J., M. Morrissey, D. Bolvin, S. Curtis, R. Joyce, B. McGavock, J. Susskind, and R.F. Adler**, 2001 : Global precipitation at one degree daily resolution from multisatellite observations. *J Hydrometeorol*, **2**, 36–50.
- Hulme, M., E.M. Barrow, N.W. Arnell, P.A. Harrison, T.C. Johns, and T.E. Downing**, 1999 : Relative impacts of human-induced climate change and natural climate variability. *Nature*, **397**, 688–691.
- Iacono, M., J. Delamere, E. Mlawer, J.J. Clough, SA Morcrette, and Y. Hou**, 2004 : Development and evaluation of RRTMG-SW, a short wave radiative transfer model for general model applications. *Proceedings of the 14th atmos radiation measurement (ARM) science team meeting, Albuquerque, New-Mexico*.
- Iacono, M., J. Delamere, E. Mlawer, M. Shephard, S. Clough, and W. Collins**, 2008 : Radiative forcing by long-lived greenhouse gases : calculations with the AER radiative transfer models. *J. Geophys. Res.*, **D13103** :113, doi :10.1029/2008JD009944.
- Im, E., J. Ahn, A. Remedio, and W. Kwon**, 2008 : Sensitivity of the regional climate of East/Southeast Asia to convective parameterizations in the RegCM3 modeling system. Part 1 : focus on the Korean peninsula. *International Journal of Climatology*, **28**, 1861–1877.
- Jackson, B., S.E. Nicholson, and D. Klotter**, 2009 : Mesoscale Convective Systems over Western Equatorial Africa and Their Relationship to Large-Scale Circulation. *Monthly Weather Review*, **137**, 1272–1294.
- Janjic, Z., I.**, 2002 : Nonsingular Implementation of the Mellor-Yamada Level 2.5 Scheme in the NCEP Meso Model. *NCEP Office Note*, **Note No. 437**, 61 pp.
- Jankov, I., and W.A.J. Gallus**, 2004 : Some contrasts between good and bad forecasts of warm season MCS rainfall. *Journal of Hydrology*, **288**, 122–152.

- Jankov, I., W.J. Gallus, M. Segal, B. Shaw, and S. Koch**, 2005 : The impact of different WRF model physical parameterizations and their interactions on warm season MCS rainfall. *Journal of Hydrology*, **20**, 1048–1060.
- Jolliffe, I.T., and D.B. Stephenson**, 2003 : Forecast verification. A practitioner's guide in atmospheric science. *John Wiley and Sons Edition*.
- Jones, R.**, 2002 : Atmospheric regional climate model (RCMs) : A multiple purpose tool? *Report of the Joint WGNE/WGCM ad hoc Panel on Regional Climate Modelling*, 19 pp.
- Jones, R., J. Murphy, and M. Noguer**, 1995 : Simulation of climate change over Europe using a nested regional climate model. Part I : Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. *International Journal of Climatology*, **121**, 1413–1449.
- Kain, J., and J. Fritsch**, 1990 : A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2784–2802.
- Kain, J., and J. Fritsch**, 2004 : The Kain-Fritsch convective parameterization : An update. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 170–181.
- Katz, R.W., A.H. Murphy, and R.L. Winkler**, 1982 : Assessing the value of frost forecasts to orchardists : a dynamic decision-making approach. *Journal of Applied Meteorology*, **21**, 518–531.
- Kelly, K.S., and R. Krzysztofowicz**, 1994 : Probability distributions for flood warning systems. *Water Resources Research*, **30(4)**, 1145–1152.
- Krichak, S., P. Alpert, and P. Kunin**, 2010 : Numerical simulation of seasonal distribution of precipitation over the Eastern Mediterranean with a RCM. *Climate Dynamics*, **34**, 47–59.
- Krzysztofowicz, R.**, 1983 : Why should a forecaster and a decision maker use bayes theorem. *Water Resources Research*, **19(2)**, 327–336.
- Krzysztofowicz, R., and C.J. Maranzano**, 2006 : Bayesian processor of output for probabilistic quantitative precipitation forecasts. *Working paper, Dept. Systems Engineering and Department of Statistics, Univ. Virginia*.
- Laprise, R.**, 2008 : Regional climate modelling. *Journal of Computational Physics*, **227**, 3641–3666.

- Laprise, R., R.D. Elia, D. Caya, S. Biner, P. Lucas-Picher, E. Diaconescu, M. Leduc, A. Alexandru, and L. Separovic, 2008 : Challenging some tenets of regional climate modelling. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **100**, 3–22.
- Laprise, R., R.D.E., D. Caya, S. Biner, P. Lucas-Picher, E. Diaconescu, M. Leduc, A. Alexandru, and L. Separovic, 2008 : Effects of land-surface heterogeneity on numerical simulations of mesoscale atmospheric boundary layer processes. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **100**, 3–22.
- Leduc, M., and R. Laprise, 2009 : Regional climate model sensibility to domain size. *Climate Dynamics*, **32**, 833–854.
- Leung, L., Y. Qian, X. Bian, W. Washington, J. Han, and J. Roads, 2004 : Mid-century ensemble regional climate change scenarios for the Western United States. *Climatic Change*, **62**, 75–113.
- Liang, X.Z., K.E. Kunkel, and A.N. Samel, 2001 : Development of a regional climate model for U.S. midwest applications. Part 1 : Sensitivity to buffer zone treatment. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **14**, 4363–4378.
- Liang, X.Z., M. Xu, K.E. Kunkel, G.A. Grell, and J.S. Kain, 2007 : Effects of bulk ice microphysics on the simulated monsoonal precipitation over East Asia. *Journal of Climate*, **20**, 5201–5207.
- Lim, J., and S. Hong, 2005 : Effects of bulk ice microphysics on the simulated monsoonal precipitation over East Asia. *Journal of Geophysical Research*, doi :10.1029/2005JD006166.
- Lin, Y.L., R.D. Farley, and H.D. Orville, 1983 : Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1065–1092.
- Lo, J.C.F., Z.L. Yang, and R.A.S. Pielke, 2008 : Assessment of three dynamical climate downscaling methods using the Weather Research and Forecasting (WRF) model. *Journal of Geophysical Research*, **113**, doi :10.1029/2007JD009216.
- Lorentz, E.N., 1969 : Atmospheric Predictability as revealed by naturally occurring analogues. *Journal of the atmospheric Sciences*, **26**, 636–646.
- Lorentz, E.N., 1993 : The essence of chaos. *Seattle, USA : University of Washington Press*, pp. 227.
- Lorenz, E.N., 1963 : Deterministic nonperiodic flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **20**, 130–141.

- Lorenz, P., and D. Jacob**, 2005 : Influence of regional scale information on the global circulation : A two-way nesting climate simulation. *Geophysical Research Letter*, **32**, doi :10.1029/2005GL023351.
- Lucas-Picher, P., D. Caya, R. Elia, and R. Laprise**, 2008 : Investigation of regional climate models' internal variability with a ten-member ensemble of 10-year simulations over a large domain. *Climate Dynamics*, **31**, 927–940.
- Mahoney, K., and G. Lackmann**, 2007 : The effect of upstream convection on downstream precipitation. *Wea. Forecast.*, **22**, 255–277.
- Manju, M., and B. Shweta**, 2011 : Analysis of WRF Model Performance over Subtropical Region of Delhi, India. *Advances in Meteorology*, **2011**, doi :10.1155/2011/621235, 13 pages.
- Martius, O., E. Zenklusen, and H.C.D. C. Schwierz**, 2006 : Episodes of Alpine heavy precipitation with an overlying elongated stratospheric intrusion : A climatology. *Int. J. Climatol.*, **26**, 1149–1164.
- Messenger, C., H. Gallee, and O. Brasseur**, 2004 : Precipitation sensitivity to regional SST in a regional climate simulation during the West African monsoon for two dry years. *Clim Dyn.*, **22**, 249–266.
- Mkankam, Kamga, F., and B.C. Mbane**, 2000 : Analysis of daily precipitation time series of the Cameroon meteorological network. *Sci. Technol. Dev.*, **7**, 77–83.
- Mohanthy, U.C., A. Routray, K. Krishna, S. Osuri, and P. Kiran**, 2011 : A study on simulation of heavy rainfall events over indian region with arw-3dvar modeling system. *Pure Appl. Geophysics*.
- Murphy, A.H.**, 1973 : A new vector partition of the probability score. *J. Appl. Meteor.*, **10**, 155–156.
- Nikiema, O., and R. Laprise**, 2010 : Investigation of regional climate models' internal variability with a ten-member ensemble of 10-year simulations over a large domain. *Climate Dynamics*, doi :10.1007/s00382-010-0834-y.
- Noh, Y., W. Cheon, and S. Hong**, 2003 : Improvement of the K-profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data. *Boundary-Layer Meteorology*, **107**, 401–427.
- Nordeng, T.E.**, 1994 : Extended versions of the convective parameterization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in

- the tropics. *ECMWF Technical Memorandum*, 206, 41pp.
- Pal, J., F. Giorgi, X.Q. Bi, N. Elguindi, F. Solmon, X.J. Gao, M. Ashfaq, R. Francisco, J. Bell, N. Diffenbaugh, L. Sloan, A. Steiner, J. Winter, and A. Zakey**, 2007 : The ICTP RegCM3 and RegCNET : regional climate modeling for the developing world. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **88**, 1395–1409.
- Pleim, J., and A. Xiu**, 2003 : Development of a land surface model. Part II : Data assimilation. *J. Appl. Meteorol.*, **42**, 1811–1822.
- Pohl, B., J. Cr  tat, and P. Camberlin**, 2011 : Testing WRF capability in simulating the atmospheric water cycle over Equatorial East Africa. *Clim. Dyn.*, **37**, 1357–1379.
- Pujol, O., J. Georgis, M. Chong, and F. Roux**, 2005 : Dynamics and microphysics of orographic precipitation during MAP IOP3. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2795–2819.
- Qian, J.H., A. Seth, and S. Zebiak**, 2003 : Reinitialized versus continuous simulations for regional climate downscaling. *Monthly Weather Review*, **131**, 2857–2874.
- Ramel, R., H. Gallee, and C. Messager**, 2006 : On the northward shift of the West African monsoon. *Clim Dyn*, **26(4)**, doi :10.1007/s00382-005-0093-5.
- Rao, A.R., and V.V. Srinivas**, 2006 : Regionalization of watersheds by hybrid-cluster analysis. *J. Hydrol.*, **318**, 37–56.
- Rao, Y., H. Hatwar, A. Salah, and Y. Sudhakar**, 2007 : An experiment using the high resolution Eta and WRF models to forecast heavy precipitation over India. *Pure and Applied Geophysics*, **167**, 1593–1615.
- Rauscher, S.A., A. Seth, J.H. Qian, and S.J. Camargo**, 2006 : Domain choice in an experimental nested modeling prediction system for South America. *Theoretical and Applied Climatology*, **86**, 229–246.
- Rotunno, R., and R. Houze**, 2007 : Lessons on orographic precipitation from the Mesoscale Alpine Programme. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 811–830.
- Salameh, T., P. Drobinski, and T. Dubos**, 2010 : The effect of indiscriminate nudging time on large and small scales in regional climate modeling : Application to the Mediterranean basin. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **136**, 170–182.

- Sanchez-Gomez, E., S. Somot, and M. Déqué**, 2009 : Investigation of regional climate models' internal variability with a ten-member ensemble of 10-year simulations over a large domain. *Climate Dynamics*, **33**, 723–736.
- Sanders, F.**, 1963 : On subjective probability forecasting. *Journal of Applied Meteorology*, **2(2)**, 191–201.
- Seth, A., and F. Giorgi**, 1998 : The effects of domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model. *Journal of Climate*, **11**, 2698–2712.
- Sijikumar, S., P. Roucou, and B. Fontaine**, 2006 : Monsoon onset over Sudan-Sahel : simulation by the regional scale model MM5. *Geophys Res Lett*, **33** :L03814, doi : 10.1029/2005GL024819.
- Skamarock, W.C., J.B. Klemp, J. Dudhia, D.O. Gill, D.M. Barker, W. Wang, and J.G. Powers**, 2008 : A description of the Advanced Research WRF version 3. *NCAR Tech. Note 4751STR*, 113 pp.
- Smirnova, T., J. Brown, and S. Benjamin**, 1997 : Performance of different soil model configurations in simulating ground surface temperature and surface fluxes. *Mon Weather Rev*, **125**, 1870–1884.
- Stanski, H.R., L.J. Wilson, and W.R. Burrows**, 1989 : Survey of common verification methods. *Meteorology research report 89-5, Service de l'environnement atmosphérique, Downsview, Canada*.
- Stensrud, D.**, 2007 : Parameterization schemes. Keys to understanding numerical weather prediction models. Cambridge University Press, Cambridge. ISBN : 9780521865401, 478 p.
- Storch, V.H., H. Langenberg, and F. Feser**, 2000 : A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes. *Monthly Weather Review*, **128**, 3664–3673.
- Stuart, A.**, 1982 : On the economic value of the probability of precipitation forecasts in Canada. *Journal of Applied Meteorology*, **21**, 495–498.
- Sultan, C. Baron, M. Dingkuhn, B. Sarr, and S. Janicot**, 2005 : Agricultural impacts of large-scale variability of the West African monsoon. *Agric. For. Meteorol.*, **128**, 93–110.
- Sultan, B., and S. Janicot**, 2003 : The West African Monsoon Dynamics. Part I : Documentation of the Intraseasonal Variability. *Journal of Climate*, **16**, 3389–3406.

- Sultan, B., S. Janicot, and A. Diedhiou**, 2003 : The West African Monsoon Dynamics. Part II : The Preonset and Onset of the Summer Monsoon. *Journal of Climate*, **16**, 2307–3427.
- Sultan, B., S. Janicot, and P. Drobinski**, 2007 : Characterization of the Diurnal Cycle of the West African Monsoon around the Monsoon Onset. *Journal of Climate*, **20**, 4014–4032.
- Sylla, M.B., E. Coppola, L. Mariotti, F. Giorgi, P.M. Ruti, A. Dell-Aquila, and X. Bi**, 2009 : Multiyear simulation of the African climate using a regional climate model (RegCM3) with the high resolution ERA-interim reanalysis. *Clim Dyn.*, doi :10.1007/s00382-009-0613-9.
- Talagrand, O., R. Vautard, and B. Strauss**, 1997 : Evaluation of probabilistic prediction systems. *Proceedings of ECMWF workshop on predictability, Reading, England, october, , 1-25.*
- Tanessong, R.S., D.A. Vondou, P.M. Igri, and F.M. Kamga**, 2012 : Evaluation of Eta Weather Forecast Model over Central Africa. *Atmospheric and Climate Sciences*, **2**, 532–537.
- Thompson, G.R.M. Rasmussen, and K. Manning**, 2004 : Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I : Description and sensitivity analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 519–542.
- Tiedtke, M.**, 1989 : A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large scale models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1779–1800.
- Unal, Y., T. Kindap, and M. Karaca**, 2003 : Redefining the climate zones of Turkey using cluster analysis. *Int. J. Climatol.*, **23**, 1045–1055.
- Vigaud, N., P. Roucou, B. Fontaine, S. Sijikumar, and S. Tyteca**, 2009 : WRF/ARPEGE-CLIMAT simulated climate trends over West Africa. *Clim Dyn.*, doi :10.1007/s00382-009-0707-4.
- Vizy, E.K., and K.H. Cook**, 2002 : Development and application of a mesoscale climate model for the tropics : influence of sea surface temperature anomalies on the West African monsoon. *J Geophys Res*, **107(D3) : 40223**, doi :10.1029/2001JD000686.
- Vondou, D.A.**, 2012 : Spatio-temporal variability of seasonal rainfall in western equatorial Africa. *Atmosphere*, **3**, 377–399.

- Wang, W., C. Bruyère, M. Duda, J. Dudhia, D. Gill, H.C. Lin, J. Michalakes, S. Rizvi, and X. Zhang**, 2009 : ARW Modeling System User's Guide version 3.1. NCAR Technical Note, Boulder - Colorado, USA, 362 p.
- Wang, W., and N. Seaman**, 1997 : A comparison study of convective parameterization schemes in a mesoscale model. *Monthly Weather Review*, **125**, 252–278.
- Wang, Y., L.R. Leung, J.L. McGregor, D.K. Lee, W. Wang, Y. Ding, and F. Kimura**, 2004 : Regional climate modeling : Progress, challenges, and prospects. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **82**, 1599–1628.
- Wilks, D.S.**, 1989 : Probabilistic quantitative precipitation forecasts derived from pops and conditional precipitation amount climatologies. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 874–882.
- Wilks, D.S.**, 1990 : Probabilistic quantitative precipitation forecasts derived from PoPs and conditional precipitation amount climatologies. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 874–882.
- Wilks, D.S.**, 2006 : *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Academic Press, San Diego, 627 pp.
- Yepdo, D.Z., D. Monkam, and A. Lenouo**, 2009 : Spatial variability of rainfall regions in west africa during the 20th century. *Atmos. Sci. Let.*, **10**, 9–13.
- Zangl, G.**, 2007 : To what extent does increased model resolution improve simulated precipitation fields? A case study of two north-Alpine heavy-rainfall events. *Meteorol. Z.*, **16**, 571–580.
- Zhang, N., Q.L. Williams, and H. Liu**, 2010 : Effects of land-surface heterogeneity on numerical simulations of mesoscale atmospheric boundary layer processes. *Theoretical and Applied Climatology*, **102**, 307–317.
- Zhong, Z., X. Wang, W. Lu, and Y. Hu**, 2010 : Further study on the effect of buffer zone size on regional climate modeling. *Climate Dynamics*, **35**, 1027–1038.

Liste de publications

Publications

1. **Roméo S. Tanessong**, Derbetini A. Vondou, P. Moudi Igri, P. H. Kamsu Tamo, F. Mkankam Kamga, (2013) : Evaluation of Probabilistic Precipitation Forecast Determined from WRF Forecasted Amounts, *Theoretical and Applied Climatology*, 116, 649-659.
2. **Roméo S. Tanessong**, P. Moudi Igri, Derbetini A. Vondou, F. Mkankam Kamga, (2012) : Evaluation of Eta Weather Forecast Model over Central Africa, *Atmospheric and Climate Sciences*, **2**, 532–537
3. André Lenouo, David Monkam, Derbetini A. Vondou, **Roméo S. Tanessong** and Mkankam Kamga F., (2009) : Analyse des conditions météorologiques pour la sécurité aérienne à Douala, *La Météorologie*, **9**, 46–58.

*Evaluation of probabilistic precipitation
forecast determined from WRF forecasted
amounts*

**Roméo S. Tanessong, P. Moudi Igri,
Derbetini A. Vondou, P. H. Kamsu
Tamo & F. Mkankam Kamga**

Theoretical and Applied Climatology

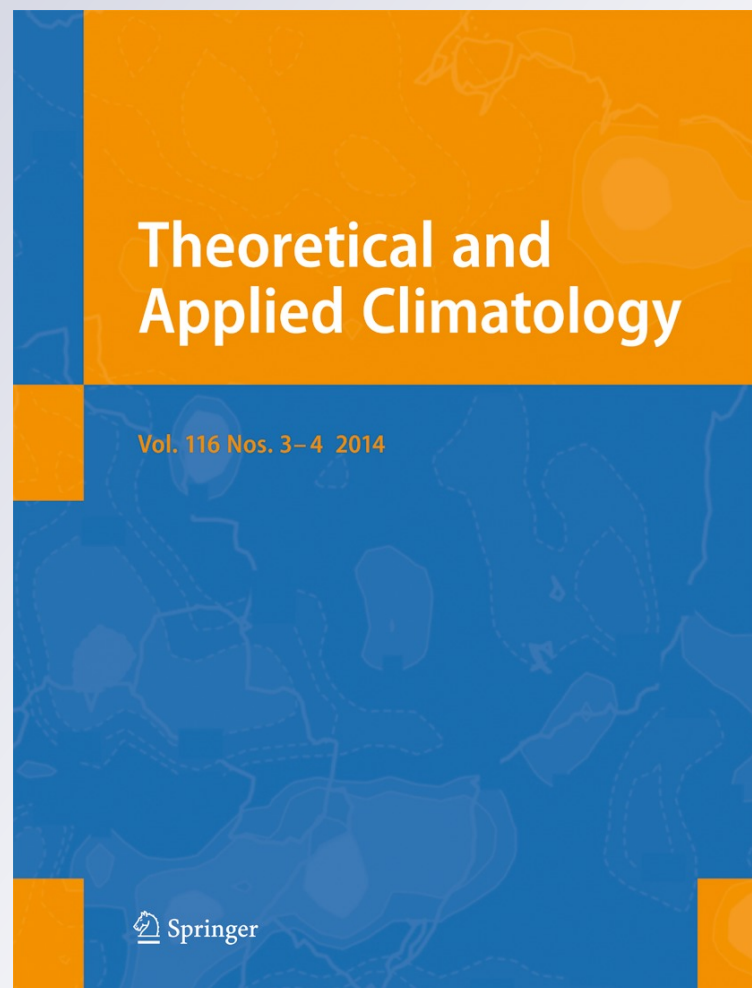
ISSN 0177-798X

Volume 116

Combined 3-4

Theor Appl Climatol (2014) 116:649-659

DOI 10.1007/s00704-013-0965-2



Your article is protected by copyright and all rights are held exclusively by Springer-Verlag Wien. This e-offprint is for personal use only and shall not be self-archived in electronic repositories. If you wish to self-archive your article, please use the accepted manuscript version for posting on your own website. You may further deposit the accepted manuscript version in any repository, provided it is only made publicly available 12 months after official publication or later and provided acknowledgement is given to the original source of publication and a link is inserted to the published article on Springer's website. The link must be accompanied by the following text: "The final publication is available at link.springer.com".

Evaluation of probabilistic precipitation forecast determined from WRF forecasted amounts

Roméo S. Tanessong · P. Moudi Igri ·
Derbetini A. Vondou · P. H. Kamsu Tamo ·
F. Mkankam Kamga

Received: 21 September 2012 / Accepted: 1 July 2013 / Published online: 9 August 2013
© Springer-Verlag Wien 2013

Abstract This paper examines the connection between the probability of precipitation and forecast amounts from Weather Research and Forecasting (WRF) model runs over Central and West Africa. A one season period (June–September 2010) was used to investigate the quantitative precipitation forecast–probability relationship. The predictive capability of this relationship was then tested on an independent sample of data (June–September 2011); 2010 and 2011 were wet and dry years, respectively. The results show that rainfall is less likely to occur in those areas where the model indicates no precipitation than it is elsewhere in the domain. Rainfall is more likely to occur in those regions where precipitation is predicted, especially where the predicted precipitation amounts are largest. The probabilities of rainfall forecasts based on this relationship are found to possess skill as measured by relative operating characteristic curves, reliability diagrams, and Brier skill scores. Skillful forecasts from the technique exist throughout 24-h periods for which WRF output was available. The results suggest that this forecasting tool might assist forecasters throughout the season in a wide variety of weather events and not only in areas of difficult-to-forecast convective systems.

Keywords Quantitative precipitation forecast · Probability of precipitation · WRF

1 Introduction

Severe weather events such as heavy rains and resulting floodings, observed in Central and West African regions during the monsoon season from June to September, seem to be more frequent in recent years. The dramatic consequences are the destruction of infrastructures, properties, and even human life. Proper numerical weather forecast could help set up early warnings and lessen economic and human losses. Precipitation forecasts are also important in agriculture, water resource management, public works, and tourism. Planning activities ahead of time, choosing the appropriate cultivar, and optimizing the control of reservoirs and energy consumption can yield considerable reduction of losses and even large profit.

For these reasons, there is a great deal of research activity to improve quantitative precipitation forecast (QPF) and weather centers continuously evaluate their operational high-resolution limited-area models to trace error sources. QPF is particularly challenging over Equatorial Africa, especially capturing small convective cells that constitute most of the rain events. The modeler still have to deal with the various factors that determine the formation of heavy precipitation and influence QPF quality in numerical weather prediction (NWP). They include (a) the accuracy of the synoptic-scale upper-level triggers of precipitation and their correct mesoscale interaction with steep orography (Martius et al. 2006), (b) the representation of the orography (Accadia et al. 2005; Tanessong et al. 2012) and model resolution (Buzzi et al. 2004; Zangl 2007), (c) the low-level moisture field (Martius et al. 2006; Mahoney and Lackmann 2007) and the boundary layer structure (Rotunno and Houze 2007), and (d) the enhancement of precipitation by microphysical processes (Pujol et al. 2005) and turbulence (Houze and Medina 2005). Also, the formulation and numerics of

R. S. Tanessong (✉) · P. M. Igri · D. A. Vondou · F. M. Kamga
Laboratory for Environmental Modelling and Atmospheric
Physics, Department of Physics, University of Yaounde 1,
Yaounde, Cameroon
e-mail: tanessrs@yahoo.fr

P. H. K. Tamo
Department of Physics, Faculty of Sciences, University of Douala,
Douala, Cameroon

the NWP system itself can influence QPF. It is clear from the above discussion that the problem of identifying sources of QPF errors is highly complex.

In view of this, other techniques for precipitation forecasts are currently being developed, among them is probabilistic quantitative precipitation forecast (PQPF) (Wilks 1989). It is extremely desirable to examine the degree to which QPF from some regional model, such as Advanced Research Weather Research and Forecasting (ARW-WRF) (Skamarock et al. 2008), can be enhanced using PQPF. The following question is often asked in quantitative precipitation forecast: Given predicted precipitation uncertainty, can forecasts of rainfall be improved in selective subdomains of the predicted precipitation domain? Hamill and Colucci (1997) showed that for ensemble simulations of precipitation, the probability of occurrence of precipitation increases with increased forecasted probability. They showed that these more successful forecasts of precipitation occurrence can be attributed to the fact that the ensemble variability in the initialization and/or physical formulation has not affected the prediction of precipitation by multiple ensemble members at a given grid point. However, such forecasts require multiple simulations to be performed, such that computational costs may restrict the creation of ensemble forecasts to operational centers or a few research institutions. Nearly two decades ago, Wilks (1989) determined that heavier precipitation amounts were more likely to occur when the subjectively forecasted probability of precipitation was high than when it was low. Gallus and Segal (2004) addressed the reverse situation: the relationship between the probability of rainfall occurring and the quantitative precipitation amount forecasted by a model. They showed that in subdomains consisting of model grid points at which large amounts of precipitation are predicted, the probability of experiencing a lighter rain amount was higher than that valid for the entire simulation domain. In addition, they suggested that skillful probabilistic forecasts over the entire domain could be issued based on a QPF amount. They argued that this relationship might assist in the operational forecasting of precipitation. Gallus et al. (2006) extended the conclusions of Gallus and Segal (2004) to a much larger data set having coarser grid spacing. Since these studies have been made in the upper Midwest of the USA, it would be interesting to know whether this technique can be applied in Africa and particularly in Central and West Africa.

The present study will investigate (1) the relationship between the likelihood of occurrence of precipitation and the forecasted precipitation amount and (2) the predictive capability of this relationship, as an approach for creating probabilistic forecasts of precipitation occurrence based on the output of a single model. The discrimination ability, reliability, and accuracy of these probability forecasts are

verified using relative operating characteristic (ROC) curves and Brier skill scores.

Section 2 introduces the model and experimental setup. Section 3 describes the data analysis techniques. Section 4 presents the results. Finally, Section 5 presents the conclusion.

2 Model description and experimental design

2.1 Model description

We performed simulations using version 3.3 of the ARW-WRF model (Skamarock et al. 2008), which is being developed by the Mesoscale and Meteorology Division of the National Center for Atmospheric Research. The WRF model is a numerical weather prediction model designed for a wide range of applications, ranging from idealized research to operational forecasting. It is a fully compressible Euler nonhydrostatic model, with mass-based terrain-following hydrostatic pressure vertical coordinates and Arakawa C-grid horizontal staggering. For the current work, we choose the third-order Runge–Kutta split-explicit time-integration scheme and sixth-order centered differencing for advection and prognostic variables, conserving the flux form of mass, momentum, entropy, and scalars. Previous work has been done (submitted) to determine satisfactory configurations by testing numerous physical parameterizations. Satisfactory physical configurations are summarized in Table 1. (Hong et al. 2006) developed the Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme for the WRF, which includes graupel as an additional predictive variable. This microphysics scheme was found to significantly influence the evolution of surface precipitation (Hong et al. 2006). Also used is the rapid radiative transfer model (RRTM) (Mlawer et al. 1997). The RRTM longwave scheme accounts for multiple bands, trace gases, and microphysics species. The first-order closure scheme of Yonsei University (YSU) used for the planetary boundary layer (PBL) is a nonlocal K scheme with an explicit entrainment layer and parabolic K profile in the unstable mixed layer. The Noah land surface

Table 1 Physics parameterizations used in the experiments

Microphysics	WRF single-moment 6-class microphysics (WSM6)
Radiation	Rapid radiative transfer model (RRTM) longwave radiation scheme
Surface layer scheme	Monin–Obukhov surface layer scheme
Surface physics	Noah land surface model (LSM)
PBL scheme	YSU PBL scheme
Cumulus scheme	Tiedtke convection scheme

model is used to calculate soil temperature and moisture. The Tiedtke convection scheme is a bulk flux convection scheme (Tiedtke 1989). It handles three types of convection: deep, middle-level, and shallow convection. In the Tiedtke scheme, only one convective cloud is considered, comprising one single saturated updraft. Entrainment and detrainment between the cloud and the environment can take place at any level between the free convection level and the zero-buoyancy level. There is also one single downdraft extending from the free sinking level to the cloud base. The mass flux at the top of the downdraft is a constant fraction of the convective mass flux at the cloud base. This downdraft is assumed to be saturated and is kept at saturation by evaporating precipitation. The original closure assumption for deep convection relies on a closure in moisture convergence, while that used in this version is based on the convective available potential energy modified by Nordeng (1994).

2.2 Experimental setup

The model is run from 1 June to 31 September of 2010 and 2011. The initial and boundary conditions are provided by the three hourly products of the National Center for Environmental Prediction Global Forecasting System. We use the 00 UTC cycle and run the WRF model for 48 h starting at 00 UTC. The model is set at a horizontal grid resolution of 25×25 km and has 41 vertical levels. Data analyzed are total precipitation amount for the 24-h period starting at 06 UTC, thus having 6 h of spin-up (from 00 UTC to 06 UTC).

2.3 Area of study

The study model domain extends from 15°W to 30°E and from 10°S to 30°N (Fig. 1). A regionalization of the domain was carried out using the One-Degree Daily Precipitation Data Set developed by the Global Precipitation Climatology Project (GPCP) (Huffman et al. 2001) for the period 1997–2008. Six distinct main climatic regions (Fig. 2) were delineated using Ward's clustering technique (Gong and Richman 1995; Unal et al. 2003; Rao and Srinivas 2006; Yepdo et al. 2009; Dezfuli 2011). In the following, the analysis will be conducted in each of the five regions (region 2 to region 6) that cover the study area (see Fig. 2). Region 2 covers arid (Sahara Desert) and semiarid (Sahel) zones over Mauritania, Mali, Niger, Chad, and parts of Sudan, Cameroon, and Nigeria. In the northern part of this region, the climate is uniformly dry, with most areas receiving less than 130 mm/year of rain, some getting none at all for some years. The southern part serves as a transition zone between the arid Sahara and the wetter savanna region further south. Annual rainfall averages between 100 and 200 mm received from June to September (Fig. 3). Region 3 covers Liberia, Ivory Coast, Ghana, Togo, Benin, Nigeria,

Cameroon, and Central African Republic, in the area bordering the Gulf of Guinea. It has both areas of hot dry season (moderate rainfall) and wet climate (high, all-year rainfall). Rainfall ranges between 100 and 400 mm/year in the former and as much as 1,800 mm in the latter. Region 4 represents the transition between the ocean and the continent. Breeze phenomena are very recurrent. Region 5 covers the South Atlantic Ocean and represents an oceanic climate. Region 6 is characterized by the tropical wet climate.

2.4 Data sources and structure

2.4.1 TRMM 3B42

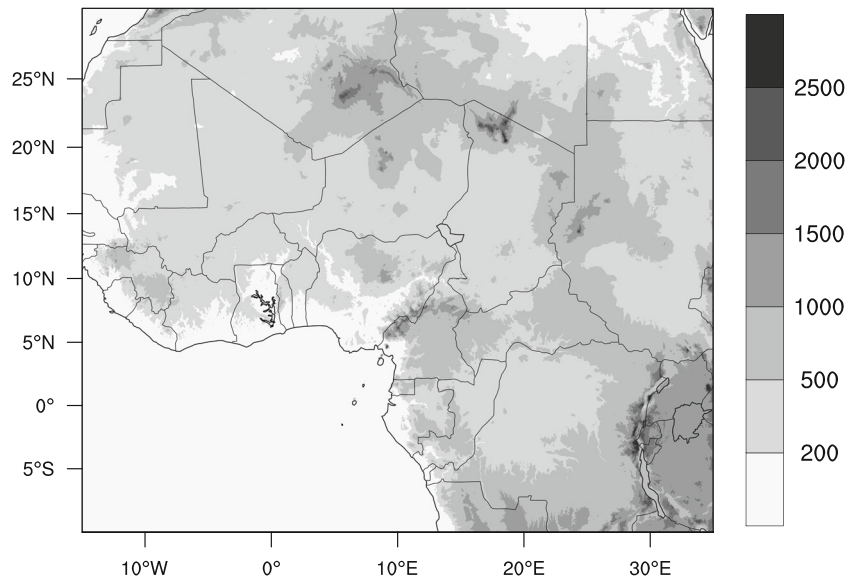
For the purpose of verification, we used Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) data as ground truth. TRMM data show that the June–September (JJAS) seasons in 2010 and 2011 were wet and dry, respectively (Fig. 4). TRMM was used instead of gauge data because of the irregular spatial distribution of gauges and the sparse network in the region. TRMM is a joint mission of the American National Aeronautics and Space Administration (NASA) and the Japanese National Space Development Agency to measure precipitation in the tropics and subtropics. In this work, version 6 of the 3B42 data set is used. It provides three hourly estimations of rainfall on a $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ grid. These data are provided online by NASA at <http://mirador.gsfc.nasa.gov>. Nicholson et al. (2003) evaluated TRMM products over West Africa over the May to September season. They found that TRMM-merged rainfall products showed excellent agreement with gauge data.

Although the 0.25° grid spacing of TRMM data is close to WRF's 25 km, they were regridded in order to achieve coincidence of both grids' points.

2.4.2 IDD GPCP precipitation data

The 1DD GPCP data set is a $1^\circ \times 1^\circ$ longitude/latitude precipitation product from the Global Precipitation Climatology Project. The GPCP algorithm combines precipitation estimates from several sources, including infrared (IR) and passive microwave rain estimates, and rain gauge observations (Huffman et al. 1997). The IR data come mainly from the different geostationary meteorological satellites and also from polar-orbiting satellites for high latitudes (Arkin and Meisner 1987). The microwave data come from the Special Sensor Microwave Imager onboard the Defense Meteorological Satellite Program. The multi-satellite estimates are first adjusted towards the large-scale gauge average for each grid box and then combined with gauge analysis using a weighted average. 1DD GPCP precipitation data are used in the present work to subdivide the study area into subdomains and to determine seasonal cycle in each.

Fig. 1 WRF model domain and topography



3 Data analysis techniques

3.1 Contingency tables

Probabilistic forecast is based on contingency tables (Mason 1979). A two-by-two contingency table can be constructed for a binary system as illustrated in Table 2. From a total number of N grid points (N observations), the total number of events (the total number of grid points where precipitation exceed a given threshold) is given by e and of nonevents by e' ; the total number of warnings (the total number of grid points where forecast falls within a specified QPF bin) is given by w , and of no warnings by w' . The following outcomes are possible: a *hit*, if an event occurred and a warning was provided (h is the number of hits); a *false alarm*, if an

event did not occur but a warning was provided (f is the number of false alarms); a *miss*, if an event occurred but a warning was not provided (m is the number of misses); and a *correct rejection*, if an event did not occur and a warning was not provided (c is the number of correct rejections). The correct-alarm ratio (CAR) (Mason and Graham 1999) is defined by

$$CAR = h/(h + f) = h/w = p(E|W).$$

The CAR estimates the probability that an event will occur given that a warning has been provided. It is also called *probability of precipitation* (PoP). The *hit rate* (HR) is defined by

$$HR = h/(h + m) = h/e = p(W|E).$$

Fig. 2 Homogeneous rainfall regions for the June–September (JJAS) season

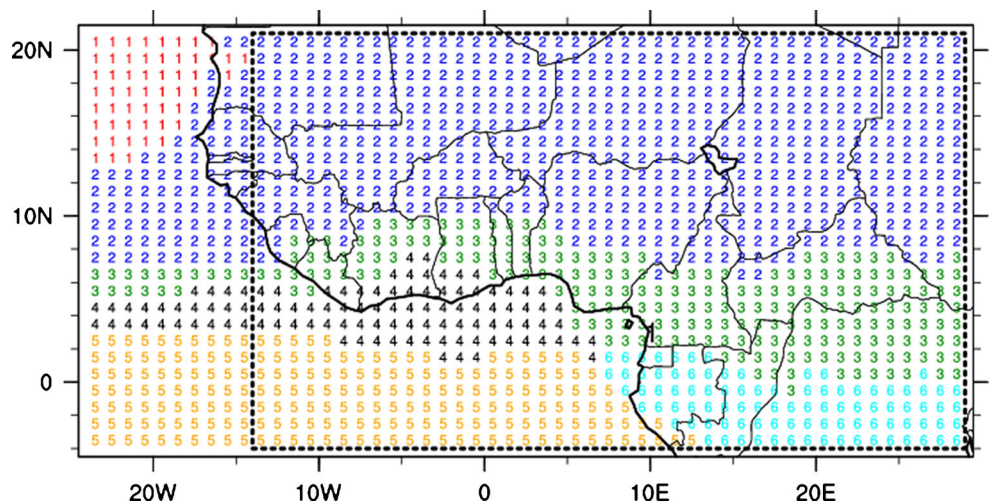
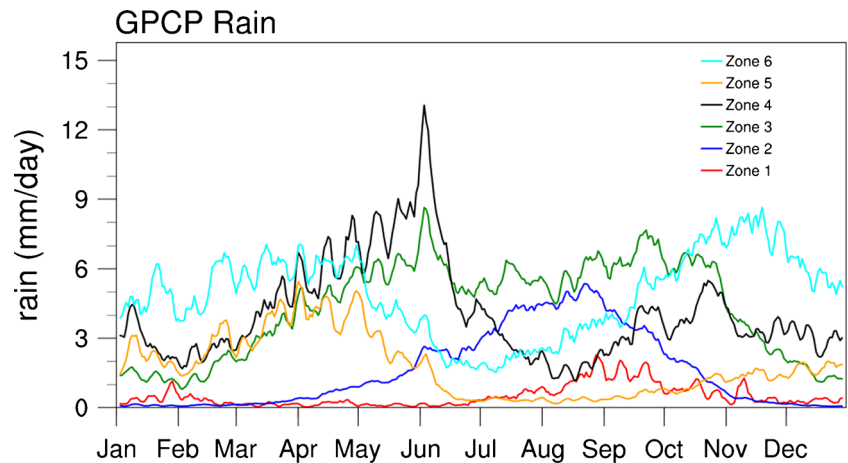


Fig. 3 Mean rainfall (in millimeters) for the period 1997 to 2008



The HR indicates the proportion of events for which a warning was provided correctly. It is also called *probability of detection* (POD) (Wilks 1995) and provides an estimate of the probability that an event will be forewarned.

The *false-alarm rate* (FAR) is defined by

$$FAR = f / (f + c) = f / e' = p(W|E')$$

The FAR indicates the proportion of nonevents for which a warning was provided incorrectly. The FAR is also called *probability of false detection* (POFD) and estimates the probability that for a nonevent, a warning will be provided incorrectly.

The *miss ratio* MR is defined by

$$MR = m / (m + c) = m / w' = p(E|W')$$

The miss ratio estimates the probability of an event occurring when no warning has been provided.

To determine if the PoP varies directly with the amount of precipitation predicted, the conditional probability of a specified observed precipitation event is computed, given a forecast of precipitation within a predetermined range of values (QPF bin). The observed precipitation events were

defined as the 24-h accumulated precipitation exceeding three threshold amounts: 1, 10, and 25 mm. QPF bins were chosen to generally match standard operational verification thresholds (Gallus and Segal 2004), including <1 (no rain), 1–5, 5–10, 10–15, 15–25, 25–50, and >50 mm/(24 h). After calculating these probabilities, they should be evaluated.

3.2 Verification of PoP forecasts

Probabilistic forecasts are typically evaluated using reliability and ROC diagrams, and measures of accuracy such as the Brier score.

(a) *Reliability diagram* Reliability diagrams show the relative frequency a given event is observed as a function of forecast probability (Figs. 5, 6, and 7). A perfectly reliable forecast will be observed with the same frequency as is predicted and fall along the main diagonal of the reliability diagram.

(b) *Relative operating characteristics* The ROC curve (Mason 1982; Mason and Graham 1999) is a useful method

Fig. 4 Mean JJAS anomalies for years 2010 and 2011

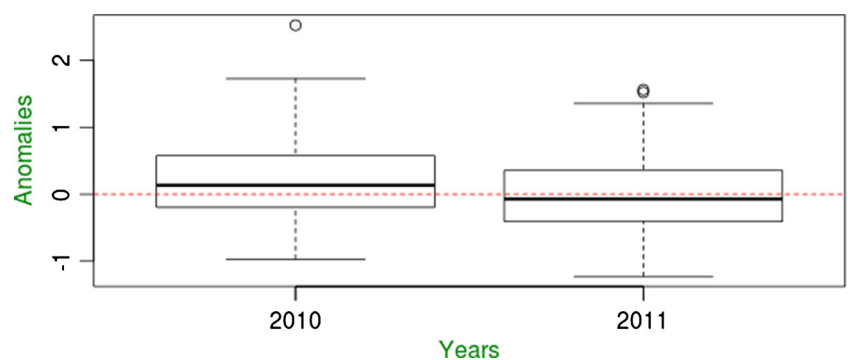


Table 2 Contingency table for a given event

		Forecasts		
		Warning, W	No warning, W'	Total
Observations	Event, E	h	m	e
	Nonevent, E'	f	c	e'
	Total	w	w'	N

of representing the quality of deterministic and probabilistic detection and forecast systems. ROC measures the ability of the forecast to discriminate between two alternative outcomes, thus measuring resolution. It is not sensitive to bias in the forecast, so says nothing about reliability. A biased forecast may still have a good resolution and produce a good ROC curve, which means that it may be possible to improve the forecast through calibration. The ROC can thus be considered as a measure of potential usefulness. The ROC methodology was originally developed in the field of radar signal detection theory as “receiver operating characteristics” (Peterson et al. 1954) and is being applied increasingly in the atmospheric sciences (Mason 1982; Mullen and Buizza 2001; Wilks 2001). It has become part of the World Meteorological Organization Standardized Verification System for assessing the quality of forecasts (WMO 2000). ROC curves were computed where POD is

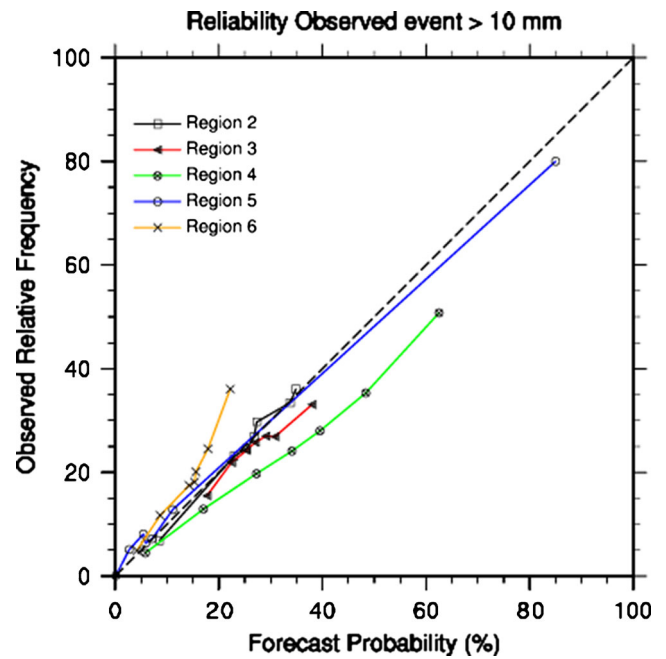


Fig. 6 Reliability diagrams for the 24-h forecast period (06 UTC to 30 UTC) for the WRF and perfect reliability curve (dotted line) for the >10-mm observed event

plotted as a function of POFD for yes–no forecasts made based on forecast probability thresholds that vary from 0 to 100 %. ROC curves indicate the ability of a forecast to

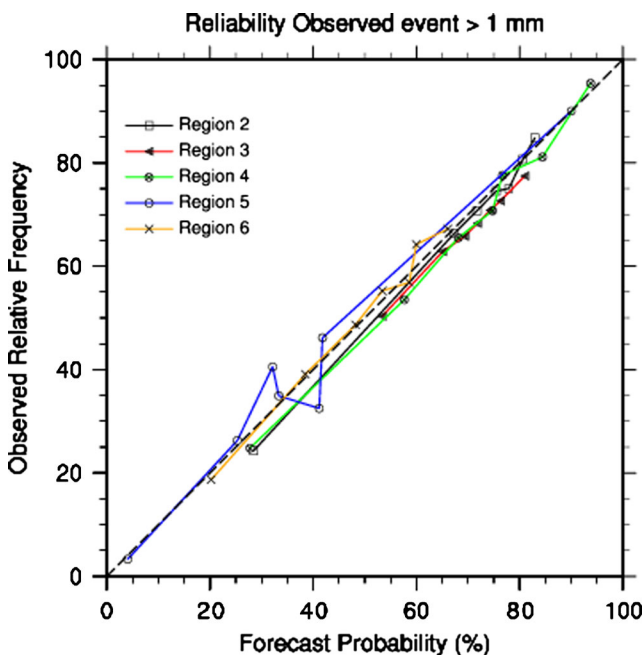


Fig. 5 Reliability diagrams for the 24-h forecast period (06 UTC to 30 UTC) for the WRF and perfect reliability curve (dotted line) for the >1-mm observed event

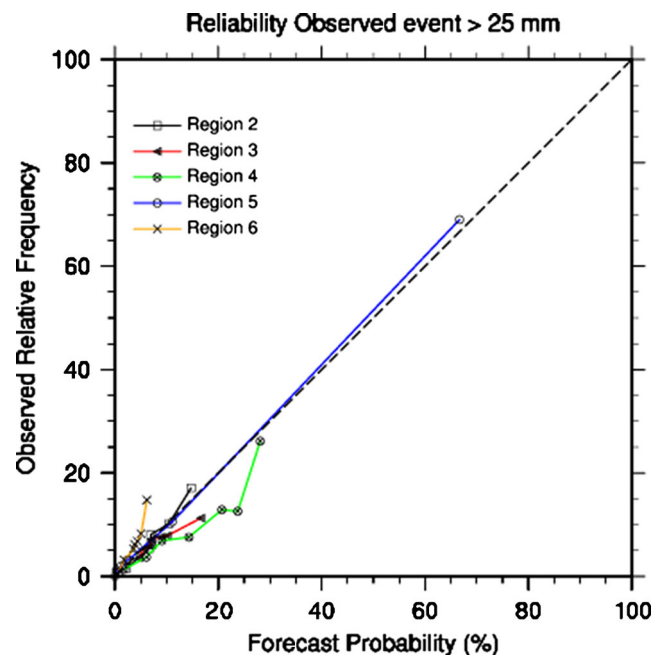


Fig. 7 Reliability diagrams for the 24-h forecast period (06 UTC to 30 UTC) for the WRF and perfect reliability curve (dotted line) for the >25-mm observed event

distinguish between observed events and nonevents, based on various decision thresholds. The area under the ROC curve characterizes the quality of a forecast system by describing the system's ability to anticipate correctly the occurrence or nonoccurrence of predefined "events." More discrimination ability is found for ROC curves closest to the upper left-hand corner of the plot, where $POD = 1$ and $POFD = 0$ indicate a perfect forecast.

(c) *Brier score* A commonly used measure of accuracy for probability forecasts is the Brier (1950) score, which is basically the mean-squared error of the probability forecasts:

$$BS = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (p_k - o_k)^2 \quad (1)$$

where, for a given case k of n total cases, p_k is the forecast probability and o_k is the observed probability ($o_k = 100\%$ if the event occurs, $o_k = 0\%$ if the event does not occur). As reviewed by Wilks (2006), a skill score, known as the Brier skill score (BSS) in the form of

$$BSS = 1 - \frac{BS}{BS_{ref}} \quad (2)$$

is often computed in order to provide information on the accuracy of the forecasts relative to some standard. Usually, BS_{ref} is computed using Eq. 7 with p_k equal to the climatological event frequency. Murphy (1973) showed how Eq. 7 could be partitioned into three components, measuring the degree of reliability, resolution, and uncertainty in the forecasts and observations. Here, the verification data set is assumed to contain a discrete number I of probability forecast values, where N_i is the number of cases in the i th forecast category. For each forecast category, the average relative frequency of the observed events is computed:

$$\bar{o}_i = \frac{1}{N_i} \sum_{k \in N_i} o_k \quad (3)$$

Also, the overall sample climatology of the observed event is computed:

$$\bar{o} = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n o_k = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n N_k \bar{o}_k \quad (4)$$

Given these, Eq. 7 can be rewritten as

$$BS = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^I N_i (p_i - \bar{o}_i)^2 - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^I N_i (\bar{o}_i - \bar{o})^2 + \bar{o}(1 - \bar{o}), \quad (5)$$

where the first summation term is the reliability term, the second summation term is the resolution, and the last term is the uncertainty. That is,

$$BS = \text{Reliability} - \text{Resolution} + \text{Uncertainty}. \quad (6)$$

BSS is also calculated with the following formula:

$$BSS = \frac{\text{Resolution} - \text{Reliability}}{\text{Uncertainty}}. \quad (7)$$

The reliability term quantifies the information provided in the reliability diagram. This is the weighted average of the squared differences between the forecast probabilities and the relative frequencies of the observed event, across I forecast categories. The resolution term provides information on the forecast system's ability to sort events into subsamples with different relative frequencies. The uncertainty term is a function of the observed sample climatology alone and quantifies the variability of the observed events. The uncertainty term is equal to BS when Eq. 7 is computed using the climatological event frequency as p_k .

4 Results

4.1 Relationship between PoP and QPF

Estimated PoPs for observed precipitation events, exceeding the thresholds 1, 10, and 25 mm during the 24-h periods (06 UTC to 30 UTC) for the WRF-predicted precipitation amounts within specified bins, are shown in Table 3. The analysis is carried out for the five regions defined in Section 2.3.

(a) *Region 2* In region 2, PoPs rise with increasing QPF amount. For forecasted value of less than 1 mm, there are less than 8% chances of observing more than 10 mm of rain. This drops to less than 5% for a forecast of 25 mm. For threshold values in the range 10–15 mm, these probabilities increase to 27 and 7%, respectively. For QPF amounts exceeding 50 mm, the probability of measurable precipitation is 82% or higher and that of greater than 25 mm is over 14%. Sample climatologies for the three observed precipitation events are also shown in Table 3. They lie between the PoPs associated with 0 mm and more than 1 mm QPF. These results are in agreement with those of Wilks (1989) and of Gallus and Segal (2004). Thus, precipitation is less likely to occur in those areas where the models indicate no precipitation than it is elsewhere in the domain; it is more

Table 3 Estimated PoP (in percent) exceeding observed rainfall thresholds (ORT) of 1, 10, and 25 mm for the 24-h-predicted rainfall amounts in the specified ranges during the period 1 June 2010–30 September 2010. The sample climatology (SC) or observed frequency is given in the first column for each threshold

ORT (mm)	SC (%)	PoP (%) for given predicted rainfall amount (mm)						
		<1	1–5	5–10	10–15	15–25	25–50	>50
Region 2								
1	35.63	28.45	67.32	71.74	75.46	77.91	80.63	82.94
10	11.32	8.52	22.97	25.35	26.80	27.34	33.80	34.88
25	3.07	2.24	6.62	7.20	6.94	6.96	10.39	14.72
Region 3								
1	63.84	53.35	65.05	69.35	71.82	74.29	76.28	80.99
10	22.93	17.72	22.43	25.33	27.04	29.09	30.85	38.00
25	6.28	4.65	5.56	6.75	7.00	8.85	10.07	16.62
Region 4								
1	41.15	27.73	57.64	68.11	74.73	76.65	84.42	93.75
10	12.81	5.82	17.03	27.27	34.11	39.52	48.36	62.5
25	4.77	1.74	6.08	9.09	14.32	20.68	23.77	28.12
Region 5								
1	4.54	4.06	25.30	32.14	33.33	41.17	41.81	90
10	0.21	0.13	2.71	5.45	5.88	7.14	11.11	85
25	0.03	0.01	0.30	1.21	2.37	3.57	11.11	66.66
Region 6								
1	31.40	20.23	38.46	48.18	53.39	58.62	60	66.09
10	7.62	4.19	8.71	14.27	15.31	15.59	17.91	22.19
25	1.71	0.78	1.78	3.63	3.86	4.34	5.07	6.19

likely to occur where precipitation is predicted, especially where the largest amounts are predicted.

(b) Region 3 In this region, PoPs also rise with increasing QPF amounts. The estimated probability of precipitation being observed when the forecast is for less than 1 mm is less than 54 %. We find that the probability of the rainfall events > 1 mm is larger than in region 2. Topography is one of the factors that may strongly influence convective activities in this region (Vondou 2012). This is the main reason for which the probability is high for this event.

The probability for greater than 25 mm is less than 5 %, rising steadily as the forecasted amounts increase toward 50 mm or higher. For QPF amounts above 50 mm, the probability of measurable precipitation is roughly 80 %. The probability of greater than 25 mm exceeds 14 %. The sample climatologies lie in the same range as those in region 1.

(c) Region 4 Here, the estimated probability of measurable precipitation when the forecast is for less than 1 mm is 28 % and only 2 % for observing 25 mm. The probabilities rise steadily as the forecasted amounts increase toward 50 mm or greater. For QPF amounts exceeding 50 mm, the probability of measurable precipitation is roughly 93 % or greater, and the probability of greater than 25 mm exceeds 28 %. The sample climatology lies between the PoP associated

with zero QPF and the PoP associated with a QPF of 1 mm or more.

(d) Region 5 This region covers the South Atlantic and represents an oceanic climate. The estimated probability of precipitation being observed when the forecast is for less than 1 mm is less than 5 %. The probability for greater than 25 mm is less than 0.01 %. The probabilities rise steadily as the forecasted amounts increase toward 50 mm or greater. For QPF amounts exceeding 50 mm, the probability of measurable precipitation is roughly 90 % or greater. The probability of greater than 25 mm exceeds 66 %. The sample climatology is less than the PoP associated with zero QPF.

(e) Region 6 This region is characterized by the tropical wet climate. The estimated probability of precipitation being observed when the forecast is for less than 1 mm is less than 21 %. The probability for greater than 25 mm is less than 1 %. The probabilities rise steadily as the forecasted amounts increase toward 50 mm or greater. For QPF amounts exceeding 50 mm, the probability of measurable precipitation is roughly 66 % or greater. The probability of greater than 25 mm exceeds 6 %. The sample climatology lies between the PoP associated with zero QPF and the PoP associated with a QPF of 1 mm or more.

4.2 Reliability diagram

For an observed event of 1 mm, all of the probability forecasts obtained from the QPF–PoP relationship are almost perfectly reliable in the five regions. That is, the observed relative frequency of this event is almost identical to that of the period used to calibrate the QPF–PoP association.

For observed event greater than 10 or 25 mm (Table 4), reliability diagrams of regions 4 and 6 deviate from the diagonal as opposed to the other regions. This may be due to the fact that heavy rains are not well predicted.

4.3 Relative operating characteristics

The area under the ROC curve calculated using the trapezoidal method, shown in Table 5, exceeds 0.5 in most cases, implying the potential for a useful forecast (Buizza et al. 1999). The relationship shown in this study therefore appears to be applicable throughout the five regions at any time during the season. It could be used by forecasters in their standard issuance of subjectively determined probabilistic precipitation forecasts.

4.4 Brier score

Table 4 summarizes the accuracy of the probability forecasts using the Brier score partitioning. The probability forecasts from the WRF model display good accuracy for all observed events (low Brier score). Note that region 4 presents high Brier score compared to other regions. This may be due to the complex interactions between the ocean and the atmosphere, making the climate very difficult to predict. Region

Table 5 Areas under the ROC curves for the forecast for the given 24-h precipitation thresholds

	Observed event		
	>1 mm	>10 mm	>25 mm
Region 2	0.553	0.557	0.556
Region 3	0.558	0.577	0.581
Region 4	0.511	0.480	0.464
Region 5	0.616	0.521	0.349
Region 6	0.516	0.519	0.504

3 and region 6 also have a great Brier score compared to regions 2 and 5. In these regions, the convective activity is strongly influenced by topography and organized mesoscale convective systems (MCSs) embedded in large-scale synoptic systems (Mohanthy et al. 2011), but the majority of rainfall episodes are linked to isolated convective cells not exceeding a few hundred meters in extension. MCSs are very difficult to predict by the climate models.

In region 2, the BSS value shows over 30 % improvement in accuracy over using a sample climatology for the >1-mm observed event. Generally, BSS values decrease as the threshold for the observed event increases, demonstrating a decrease in accuracy relative to the climatology for these probabilistic forecasts for heavier rain events.

The good reliability of these probability forecasts is quantified in the reliability terms for each of the forecast systems, with values in the order of 10^{-2} . The verification information shows that the QPF–PoP relationship is well calibrated. The improvement of these forecast systems

Table 4 Accuracy of PoP (in percent) forecasts as measured by the Brier score and BSS. The uncertainty, reliability, and resolution components of the Brier score, as decomposed by Murphy (1973), are also given

	Observed rainfall	Threshold (mm)				
		Region 2	Region 3	Region 4	Region 5	Region 6
Brier score	1	15.93	18.77	21.56	4.28	18.61
	10	9.74	16.55	10.27	0.205	6.94
	25	2.96	5.85	4.45	0.024	1.679
BSS	1	31.029	20.289	11.682	1.41	13.964
	10	3.019	6.457	8.122	4.309	1.2947
	25	0.250	0.511	1.90	13.476	0.092
Uncertainty	1	22.935	23.084	24.216	4.342	21.54
	10	10.038	17.672	11.169	0.214	7.039
	25	2.975	5.885	4.542	0.0279	1.68
Reliability	1	0.057055	0.185996	0.089279	0.000563	0.040059
	10	0.002648	0.009836	0.008736	0.000091	0.000840
	25	0.000067	0.000274	0.000843	0.000037	0.000014
Resolution	1	7.059	4.497	2.739	0.060	2.967
	10	0.300	1.131	0.898	0.009	0.090
	25	0.007	0.029	0.085	0.0037	0.0015

over climatology is primarily found in the systems' ability to resolve situations where the likelihood of an observed event is more (or less) than the overall sample climatology. The resolution term decreases substantially as the precipitation threshold for observed events increases, indicating the increasing difficulty in predicting heavier rainfall events.

5 Conclusion

The estimated PoP exceeding a specified threshold increases substantially as the WRF model predicts increasingly heavier precipitation amounts. The estimated probabilities were determined from model QPF output for the period 1 June 2010–30 September 2010, and then, these PoPs were used as forecasts on an independent period set of WRF output. These probability forecasts were determined to be both reliable and skillful. Forecasters can be more confident of at least light amounts of precipitation occurring if either of this model runs produces heavy precipitation at a point. Additionally, at grid points where the model QPF amount is zero, precipitation is less likely to occur than the climatological PoP, computed as an average throughout the domain. The skill of these PoP forecasts, shown in reliability diagrams as well as Brier scores, implies that the model is more likely to indicate the regions where atmospheric processes are most favorable for precipitation (where the model generates enhanced amounts) than it is able to accurately predict the actual amounts of observed precipitation. The QPF–probability relationship evaluated in the present paper can be used by forecasters as guidance for issuing probabilistic forecasts from a single deterministic forecast. In addition, forecasters can apply the technique to ensemble mean forecasts of rainfall.

Acknowledgments WRF simulations were done on a workstation provided by Dr Serge Janicot of LOCEAN (Paris), in the framework of the PICRECVAT project, funded by the French government. WRF was provided by the University Corporation for Atmospheric Research website (for more information see http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/download/get_source.html). GPCP data were obtained from the NOAA website <http://www.esrl.noaa.gov>. TRMM data were provided online by NASA at <http://mirador.gsfc.nasa.gov>.

References

- Accadia C, Mariani S, Casaioli M, Lavagnini A, Speranza A (2005) Verification of precipitation forecasts from two limited-area models over Italy and comparison with ECMWF forecasts using a resampling technique. *Weather Forecast* 20:276–300
- Arkin PA, Meisner BN (1987) The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the Western Hemisphere during 1982–84. *Mon Weather Rev* 115:51–74
- Brier GW (1950) Verification of forecasts expressed in terms of probabilities. *Mon Weather Rev* 78:1–3
- Buizza R, Hollingsworth A, Lalaurette F, Ghelli A (1999) Probabilistic predictions of precipitation using the ECMWF ensemble prediction system. *Weather Forecast* 14:168–189
- Buzzi A, Davolio S, Isidoro M, Malguzzi P (2004) The impact of resolution and of MAP reanalysis on the simulations of heavy precipitation during MAP cases. *Meteorol Z* 13:91–97
- Dezfuli AK (2011) Spatio-temporal variability of seasonal rainfall in western equatorial Africa. *Theor Appl Climatol* 104:57–69
- Gallus WA Jr, Segal M (2004) Does increased predicted warm season rainfall indicate enhanced likelihood of rain occurrence? *Weather Forecast* 19:1127–1135
- Gallus WA Jr, Baldwin ME, Kimberly LE (2006) Evaluation of probabilistic precipitation forecast determined from Eta and AVN forecasted amounts. *Weather Forecast* 22:207–215
- Gong X, Richman MB (1995) On the application of cluster analysis to growing season precipitation data in North America east of the Rockies. *J Climate* 8:897–931
- Hamill TM, Colucci SJ (1997) Verification of Eta–RSM short-range ensemble forecasts. *Mon Weather Rev* 125:1312–1327
- Hong SY, Pan HL, Lim JOJ (2006) The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *J Korean Meteor Soc* 42:129–151
- Houze R, Medina S (2005) Turbulence as a mechanism for orographic precipitation enhancement. *Quart J Roy Meteor Soc* 62:3599–3623
- Huffman G, Adler R, Arkin P, Chang A, Ferraro R, Gruber A, Janowiak J, McNab A, Rudolf B, Schneider U (1997) The global precipitation climatology project (GPCP) combined precipitation dataset. *Bull Am Meteorol Soc* 78:5–20
- Huffman GJ, Morrissey M, Bolvin D, Curtis S, Joyce R, McGavock B, Susskind J, Adler RF (2001) Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. *J Hydrometeorol* 2:36–50
- Mahoney K, Lackmann G (2007) The effect of upstream convection on downstream precipitation. *Weather Forecast* 22:255–277
- Martius O, Zenklusen E, Schwierz C, Davies HC (2006) Episodes of Alpine heavy precipitation with an overlying elongated stratospheric intrusion: a climatology. *Int J Climatol* 26:1149–1164
- Mason I (1979) On reducing probability forecasts to yes/no forecasts. *Mon Weather Rev* 107:207–211
- Mason I (1982) A model for assessment of weather forecasts. *Aust Meteor Mag* 30:291–303
- Mason SJ, Graham NE (1999) Conditional probabilities, relative operating characteristics, and relative operating levels. *Weather Forecast* 14:713–725
- Mlawer EJ, Taubman SJ, Brown PD, Iacono MJ, Clough SA (1997) Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J Geophys Res* 102(D14):16663–16682
- Mohanthy UCAR, Krishna KOS, Kiran P (2011) A study on simulation of heavy rainfall events over Indian region with ARW-3DVAR modeling system. *Pure Appl Geophys* 169:381–399
- Mullen SL, Buizza R (2001) Quantitative precipitation forecasts over the united states by the ECMWF ensemble prediction system. *Mon Weather Rev* 129:638–663
- Murphy AH (1973) A new vector partition of the probability score. *J Appl Meteor* 10:155–156
- Nicholson SE, Some B, McCollum J, Nelkin E, Klotter D, Berte Y, Diallo BM, Gaye I, Kpabega G, Ndiaye O, Noukpozoukou JN, Tanu MM, Thiam A, Toure AA, Traore AK (2003) Validation of TRMM and other rainfall estimates with a high-density gauge dataset for West Africa. Part II: validation of TRMM rainfall products. *J Appl Meteor* 42:1355–1368
- Nordeng TE (1994) Extended versions of the convective parameterization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient

- activity of the model in the tropics. ECMWF Tech Memorandum 206:41
- Peterson WW, Birdsall TG, Fox WC (1954) The theory of signal detectability. Trans IRE prof Group Inf Weather Forecast Theory, PGIT, 2–4, pp 171–212
- Pujol O, Georgis J, Chong M, Roux F (2005) Dynamics and microphysics of orographic precipitation during MAP IOP3. Quart J Roy Meteor Soc 131:2795–2819
- Rao AR, Srinivas VV (2006) Regionalization of watersheds by hybrid-cluster analysis. J Hydrol 318:37–56
- Rotunno R, Houze R (2007) Lessons on orographic precipitation from the Mesoscale Alpine Programme. Quart J Roy Meteor Soc 133:811–830
- Skamarock WC, Klemp JB, Dudhia J, Gill DO, Barker DM, Wang W, Powers JG (2008) A description of the advanced research WRF version 3. NCAR Tech Note 4751STR:pp 113
- Tanessong RS, Vondou DA, Igri PM, Kamga FM (2012) Evaluation of eta weather forecast model over Central Africa. Atmos Clim Sci 2:532–537
- Tiedtke M (1989) A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. Mon Weather Rev 117:1779–1800
- Unal Y, Kindap T, Karaca M (2003) Redefining the climate zones of Turkey using cluster analysis. Int J Climatol 23:1045–1055
- Vondou DA (2012) Spatio-temporal variability of seasonal rainfall in western equatorial Africa. Atmos 3:377–399
- Wilks DS (1989) Probabilistic quantitative precipitation forecasts derived from PoPs and conditional precipitation amount climatologies. Mon Weather Rev 118:874–882
- Wilks DS (1995) Statistical methods in the atmospheric sciences. Cambridge University Press, Cambridge. pp 547
- Wilks DS (2001) A skill score based on economic value for probability forecasts. Meteorol Appl 8:209–219
- Wilks DS (2006) Statistical methods in the atmospheric sciences. Academic, San Diego
- WMO (2000) Standardized verification system (SVS) for long-range forecasts (LRF). World Meteorological Organization, Geneva
- Yepdo DZ, Monkam D, Lenouo A (2009) Spatial variability of rainfall regions in West Africa during the 20th century. Atmos Sci Lett 10:9–13
- Zangl G (2007) To what extent does increased model resolution improve simulated precipitation fields? A case study of two north-Alpine heavy-rainfall events. Meteorol Z 16:571–580

Evaluation of Eta Weather Forecast Model over Central Africa

Romeo Steve Tanessong*, Derbetini A. Vondou, P. Moudi Igri, F. Mkankam Kamga

Laboratory for Environmental Modelling and Atmospheric Physics, Department of Physics, University of Yaounde 1, Yaounde, Cameroon
Email: *tanessrs@yahoo.fr

Received April 1, 2012; revised May 3, 2012; accepted May 14, 2012

ABSTRACT

The main goal of this work is to investigate the skills of Eta weather forecast model in forecasting precipitations, temperature and sea level pressure. The model domain extends from 6°W to 29°E and 6°S to 21°N. The model is run with a horizontal resolution of 48 km with 45 vertical levels and initial and boundary conditions were given by National Centers for Environmental Prediction (NCEP) 00UTC operational analysis. All the forecasts are for period of 48 hours. They were compared to the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) derived data for precipitations and NCEP/NCAR (National Center for Atmospheric Research) analysis for temperature and sea level pressure. The results show that Eta model predicts fairly good 2 meters temperature and the sea level pressure. Spatial distributions of precipitations are not well simulated by the model.

Keywords: Precipitations; Temperature; Sea Level Pressure; Eta Model

1. Introduction

Even since, many aspects of human's lives were influenced by the weather. Throughout the history, civilizations suffered from its direct impact on many sectors such as transport agriculture [1], health, etc. Severe weather events such as tornadoes, hurricanes, storms, droughts, floods are recurring nowadays more frequently than in the past, threatening people's lives and unfortunately, leading to the loss of thousands of them. Furthermore, costs from the natural disasters caused by the weather are enormous. The Numerical Weather Prediction (NWP) was developed as one tool to try to predict the evolution of time and especially extreme events.

Nowadays, several NWP models were developed and continue to grow due to the increase of computing power available and improved knowledge of the workings of the atmosphere [2]. NWP models are in the form of global models (GCMs) or regional models (RMs). GCMs that represent in detail the atmospheric dynamics and physical processes that take place, have shown great effectiveness in representing large-scale phenomena. However, GCMs are limited when it involves taking into account the microscale and mesoscale features [2]. The RMs are used to try to improve some aspects of GCMs. They generally run using a sufficiently fine mesh screen and can better represent the conditions of the boundary layer such as topography, vegetation, soils and coasts.

The RMs may also better represent mesoscale phenomena and micro-scales. It should be noted that these improvements are limited by the quality of lateral boundary conditions. The NWP generally require a very large computational cost [3].

There are several processes in the atmosphere that can not be directly described by the equations that describe the atmospheric circulation such as vertical convection, cloud physics, atmospheric radiative effects, turbulence, condensation, evaporation, etc. The method used to include the effects of physical processes in the model is called parameterization. The convection schemes commonly used are: Kain-Fritsch scheme [4], Betts-Miller-Janjic scheme [5].

In this work, Eta model is used because of its better representation of the topography [6]. The Eta Model was also chosen because there are few investigations using the Eta Model over Central Africa and because the vertical coordinate system used in this model is recommended for use over Central Africa due to the presence of steep topography.

Eta model has been used in studies of seasonal forecasts over South America [7] where the forecasts were improved with respect to the driver global model. Fennesy and Shukla [8] showed that the Eta model provides forecasts of average (daily and seasonal) rainfall close enough observations in Northern and Northeastern Brazil. They showed however that precipitations are not well simulated by the model.

*Corresponding author.

The purpose of this study is to evaluate the skills of Eta NWP model over Central Africa in predicting precipitation, 2 meters temperature and the sea level pressure.

Simulations of precipitation are compared to the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) derived data for precipitations and the two other parameters are compared to the NCEP/NCAR analysis data.

In the next section, model, data and Methodology will be described. Section 3 will present the results and discussions. Finally, section 4 is devoted to conclusion.

2. Model, Data and Methodology

The Eta Model [9] was developed at Belgrade University and was operationally implemented by the National Centers for Environmental Prediction [6]. The Eta is a hydrostatic Model, which uses the η vertical coordinate defined by Mesinger [10] as

$$\eta = \frac{p - p_t}{p_s - p_t} \frac{p_{rf}(z) - p_t}{p_{rf}(0) - p_t} \quad (1)$$

Here p is the pressure; the subscripts t and s stand for the top and the surface values; z is the geometric height, and $p_{rf}(z)$ is a reference pressure as a function of z . The η coordinate improves the calculation of horizontal derivatives near steep topographic areas. Because the surfaces of the coordinate are approximately horizontal, this feature is particularly useful for regions with steep orography such as Central Africa.

The prognostic variables are temperature, specific humidity, horizontal wind, surface pressure, the turbulent kinetic energy and cloud liquid water/ice. These variables are distributed on the Arakawa type E-grid.

The treatment of turbulence is based on the Mellor - Yamada level 2.5 procedure [11]; the radiation package was developed by the Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, with long wave and solar radiation parameterized according to Fels and Schwarzkopf [12] and Lacis and Hansen [13], respectively.

The study area ranges from 6°W to 29°E longitude and 6°S to 21°N latitude. The model is initialized at 00 UTC by the NCEP Global Forecasting System (GFS), which also provides the boundary conditions of the Eta model every 6 hours and is performed for the period ranging for october to December 2006. Simulations are run for 48 hours at a spatial resolution of 48 km with 45 vertical levels. The model is established with the top of the model at 25 hPa. The convection scheme of Kain-Fritsch [4] and Betts-Miller-Janjic scheme [5] are used. Briefly, the Betts-Miller-Janjic scheme (BMJ) is an adjustment-type scheme that forces soundings at each point toward a reference profile of temperature and specific humidity. The scheme's structure favors activation in cases with sub-

stantial amounts of moisture in low and midlevels and positive convective available potential energy (CAPE). The Kain-Fritsch (KF) scheme removes CAPE (calculated using the traditional, undiluted parcel-ascent method) through vertical reorganization of mass. The scheme consists of a convective trigger function (based on grid-resolved vertical velocity), a mass flux formulation, and closure assumptions. The BMJ and KF schemes are known to differ in some features of their predicted rainfall, and in the response to atmospheric background conditions. Gallus and Segal [14], for instance, found large differences in the BMJ and KF bias scores. In addition, the above convective schemes have been used widely [13], thus furthermore providing merit to their adoption in the present study.

For the purpose of verification, we used the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) data as ground truth. In Central Africa, there is very few weather stations. TRMM is a mission Joint American National Aeronautics and Space Administration (NASA) and the Japanese National Space Development Agency (NASDA) to measure precipitation in the tropics and subtropics. In this work, version 6 of the 3B42 combined is used. Version 6 of the 3B42 product provides three hourly estimations of rainfall on a grid of 0.25° × 0.25°. Nicholson et al. [15] evaluated TRMM products over West Africa over the period May to September. They found that TRMM-merged rainfall products showed excellent agreement with gauge data over West Africa on monthly- to-seasonal timescales and 0.25° × 0.25° latitude/longitude spatial scales. We also used NCEP/NCAR data. The NCEP/NCAR data used in this work are values of every six hours of the analysis data for October, November and December 2006. The horizontal grid measures 2.5° side.

To validate the model, we proceeded as follows:

For precipitation: We calculated the 6, 12 and 24 hours accumulated precipitation for both convective schemes that we combined with the bias and correlation coefficient. The bias is the average gap between the fields, it is defined as:

$$Bias = \frac{1}{n_e} \sum_{i=1}^{n_e} (x_i - y_i) = \bar{x} - \bar{y} \quad (2)$$

where N_e is the number of grid points, x_i is the value of the variable to the i th grid point of Eta, y_i is the value of the variable to the i th grid point of observation.

The correlation coefficient between two fields is defined as:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{n_e} (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n_e} (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^{n_e} (y_i - \bar{y})^2}} \quad (3)$$

\bar{x} is the time average of Eta field;

\bar{y} is the time average of observation field.

For temperature and sea level pressure, we plotted graphs every 3 hours and we compared with the analysis data. For a good comparison, we took the departures between these projections and observations. As for precipitation, we calculated the bias and correlation coefficient. These quantities are defined as above.

3. Results and Discussions

3.1. 2 Meters Temperature, Reduced Mean Sea Pressure

The Bias and correlation coefficient of some days (the other days present the same tendency) are presented in **Table 1**. The Bias and correlation coefficient were evaluated based on the daily error, corresponding to the first 24 hours of each 48-hours integration. It was observed that the Eta model presented smaller bias and greater correlation coefficient during the study period. The higher resolution and a better representation of topography used in Eta model seem to contribute substantially to an improvement of the 2 meters temperature.

Figures 1 and 2 display the temperature obtained from Eta model simulation, analyses data and difference between the two fields at 00 h and 06 h. Figures obtained from the analysis data are consistent with the decrease of temperature in a north-south direction.

The largest differences are observed in western Cameroon, part of the Adamawa Plateau and northern Sudan. These differences were less than -6°C . The differences between the Eta model simulations and analysis data could be due to errors in model parameterization. Indeed, the choice and adjustment of parameterization schemes has a significant impact on the quality of the forecast [16]. In the case of Western Cameroon, characterized by complex terrain [17], errors due to topography are also noted. Indeed, we used as input data GFS (Global Forecasting System). The GFS is a global model using the Sigma coordinate as vertical coordinate. The main draw backs of this coordinate lies on the calculation of the pressure gradient force in the mountainous areas thus affecting the quality of prediction in these regions.

Table 1. Values of bias and correlation coefficient (r).

Day	Variable	Temperature ($^{\circ}\text{C}$)	Pressure (hPa)
23 October 2006	Bias	-1.67	-1.18
	r	0.93	0.92
24 October 2006	Bias	-1.12	-1.78
	r	0.94	0.94
30 October 2006	Bias	-1.48	-1.25
	r	0.92	0.95
31 October 2006	Bias	-1.37	-1.40
	r	0.91	0.96

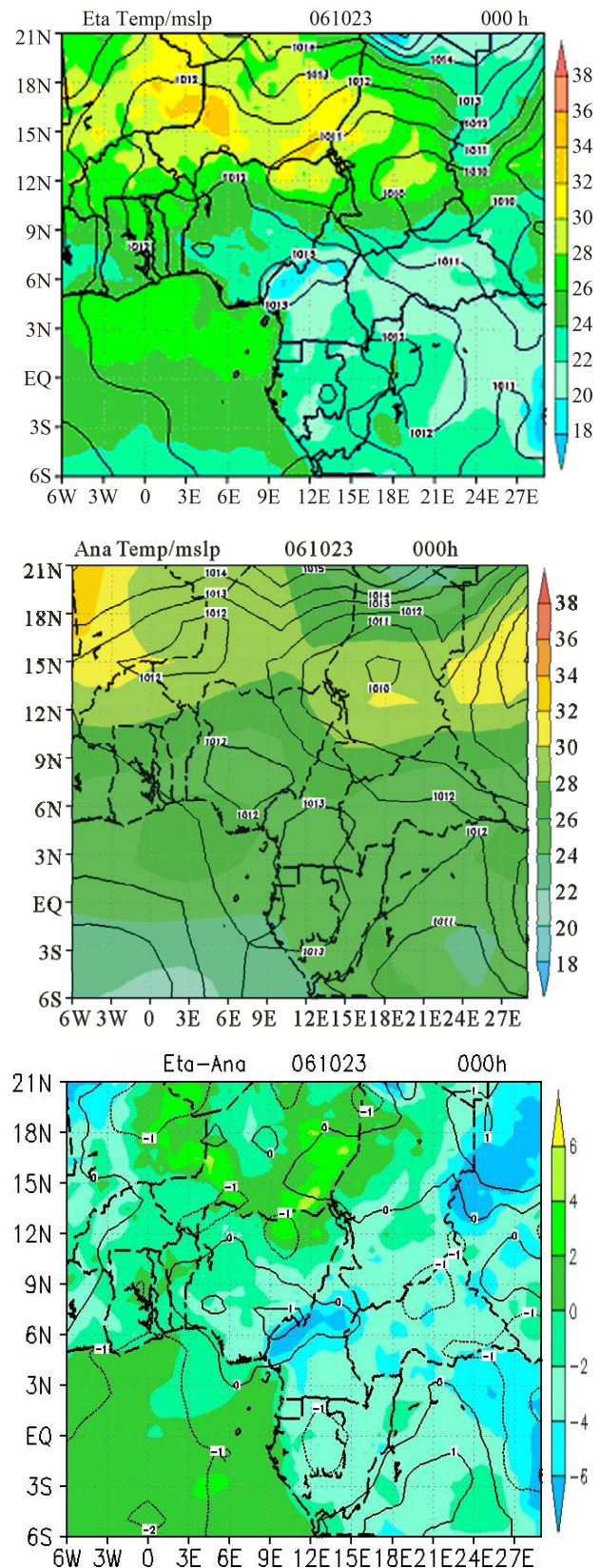


Figure 1. Temperature and sea level pressure (contours): Eta (top), analysis data (middle) and difference (bottom) at 00 h 23-10-2006.

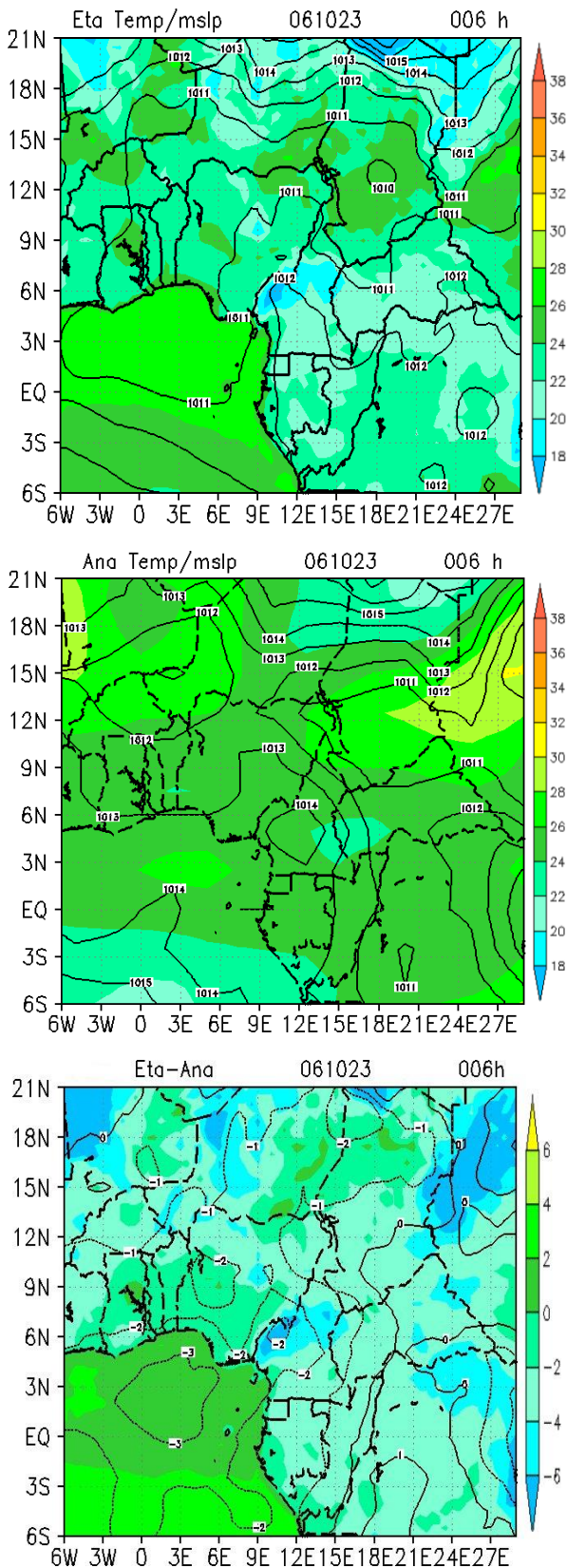


Figure 2. Temperature and sea level pressure (contour lines): Eta (top), Analysis data (middle) and difference (bottom) at 06 h 23-10-2006.

The unavoidable source of error in NWP models comes from initial data. Even a perfect model (ie perfect parameterization, mesh sufficiently fine, no errors due to numerical methods adopted) could not produce a perfect forecast, as errors in initial conditions will then grew louder in the forecast and it will diverge from reality. The determination of the atmospheric state at the beginning of the forecast is itself a major scientific challenge.

3.2. Precipitations

Figure 3 presents 6 hours accumulated rainfall. KF, BMJ schemes and TRMM show zero precipitation fields in the north of 12°N. Precipitations simulated by the KF and BMJ schemes are oriented along east-west direction. The maximum simulated by the KF scheme is 20 mm and is located toward the center of Ghana; the BMJ scheme maximum is 40 mm and is located in the same region. TRMM maximum is 80 mm around 6°S - 18°E. Neither of the two schemes was detected this maximum. KF and BMJ schemes have very dense precipitation fields compared to TRMM. In general, there's an important difference between KF, BMJ scheme and TRMM. The 24-hours accumulated precipitation simulated by the Eta model (figures not shown) exhibit maxima of the same order of magnitude as the observations. It should be noted that 6-hours accumulated precipitation, is more difficult to forecast than the 24-hours accumulated precipitation.

Precipitation results from several processes, which makes modeling difficult. For Eta like most numerical weather models, rainfall is separated into two groups: convective precipitation (mainly related to an upward vertical motion of air mass and its condensation by adiabatic expansion) and stratiform precipitation (related to horizontal movement of air particles and their saturation when moisture convergence is sufficient). Exceptionally heavy events may be associated with organized meso-scale convective systems (MCSs) embedded in large scale synoptic systems, but the majority of rainfall episodes are linked to isolated convective cells not exceeding a few hundred meters in extension.

After this analysis, we can note first of all a sizeable gap on the accumulated rainfall; neither convective schemes used is well suited to simulate rainfall. The spatial distribution of precipitation is erroneous.

4. Conclusions

The 2-meters temperature and the sea level pressure have been compared to NCEP/NCAR analysis data. The 6, 12 and 24 hours accumulated rainfall were also compared to the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). The results show that temperature and the sea level pressure are quite well simulated by the Eta model. The strong

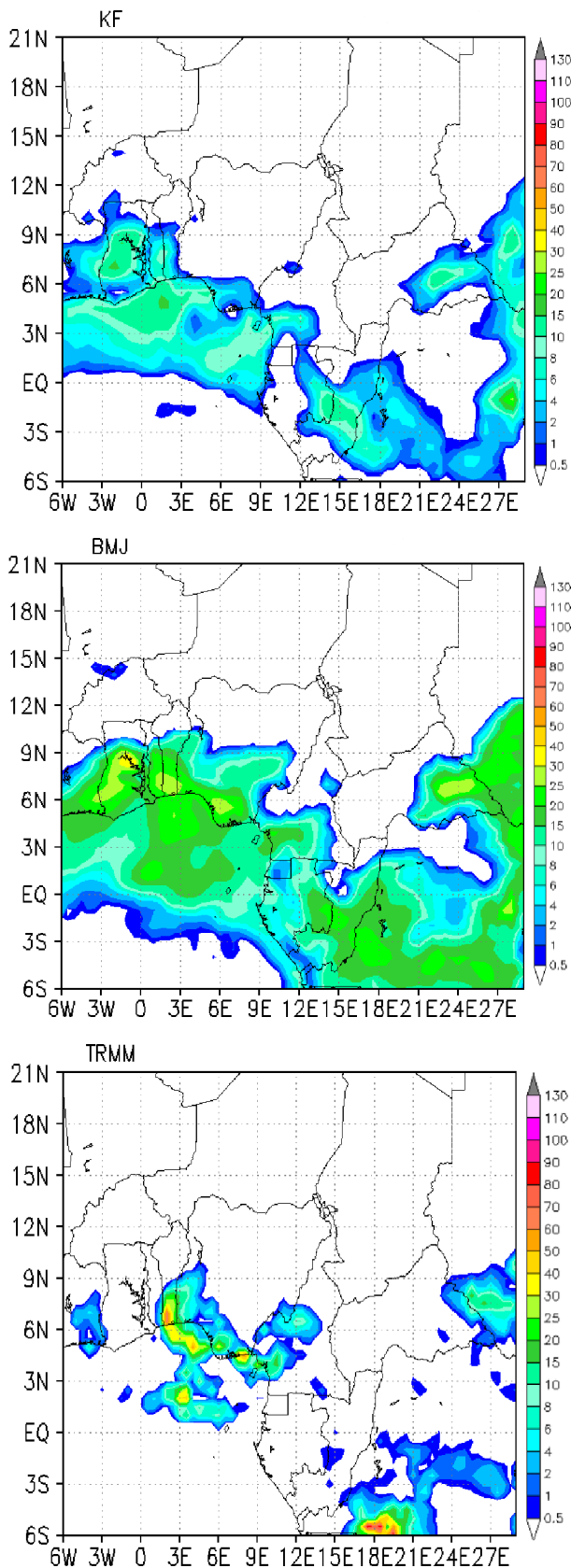


Figure 3. 6 hours accumulated precipitation: 00 h - 06 h of 23-10-2006.

correlation coefficients (**Table 1**) justify this assertion. The precipitations are not well simulated by the model. There is a poor spatial distribution of precipitation around the equator. The discordances observed may be due to errors of parameterization in the model. Indeed, the choice and adjustment of parameterization schemes has a significant impact on the quality of prediction [16]. These errors may also come from initial data. Even a perfect model (ie perfect parameterization, mesh sufficiently fine, no errors due to numerical methods adopted) could not produce a perfect forecast for errors in initial conditions will then grew louder in the forecast and that it diverge from reality.

In our future work, we intend to change the model parameterization (e.g. frequency of advection). If the forecasts are improved, we will do simulations with higher resolution. This will allow us to better appreciate the performance of the Eta NWP model to simulate rainfall locally. We also aim to perform those simulations with Weather Research and Forecasting Model (WRF) using probabilistic forecasts and data assimilation.

5. Acknowledgements

We thank the Maroochy Shire project working group, led by Damian McGarry, who provided the wide range of data and analysis for the analysis. We also thank Dr. Heinz Schandl of CSIRO for suggestions to improve the paper.

REFERENCES

- [1] K. F. Mkankam and B. C. Mbane, "Analysis of Daily Precipitation Time Series of the Cameroon Meteorological Network," *Science & Technology Development*, Vol. 7, 2000, pp. 77-83.
- [2] E. Rogers, D. G. Deaven and G. J. Dimego, "The Regional Analysis System for the Operational Eta Model: Original 80-km Configuration and Recent Changes," *Weather and Forecasting*, Vol. 10, No. 4, 1995, pp. 810-825.
[doi:10.1175/1520-0434\(1995\)010<0810:TRASFT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1995)010<0810:TRASFT>2.0.CO;2)
- [3] T. M. Hamill and S. J. Colucci, "Verification of Eta-RSM Short-Range Ensemble Forecasts," *Monthly Weather Review*, Vol. 125, No. 6, 1997, pp. 1312-1327.
[doi:10.1175/1520-0493\(1997\)125<1312:VOERSR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<1312:VOERSR>2.0.CO;2)
- [4] J. S. Kain and J. M. Fritsch, "Convective Parameterization for Mesoscale Model: The Kain-Fritsch Scheme. The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models," *Meteorological Monographs*, Vol. 46, 1993, pp. 165-170.
- [5] Z. I. Janjic, "The Step-Mountain Eta Coordinate Model: Further Developments of the Convection, Viscous Sublayer, and Turbulence Closure Schemes," *Monthly Weather Review*, Vol. 122, No. 5, 1994, pp. 927-945.

- [doi:10.1175/1520-0493\(1994\)122<0927:TSMECM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122<0927:TSMECM>2.0.CO;2)
- [6] T. Black, "The NMC Mesoscale Eta Model: Description and Forecast Examples," *Weather and Forecasting*, Vol. 9, No. 2, 1994, pp. 265-278.
[doi:10.1175/1520-0434\(1994\)009<0265:TNNMEM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1994)009<0265:TNNMEM>2.0.CO;2)
- [7] S. C. Chou, J. F. B. Fonseca and J. L. Gomes, "Evaluation of Eta Model Seasonal Precipitation Forecasts over South America," *Nonlinear Processes in Geophysics*, Vol. 12, No. 4, 2005, pp. 537-555.
[doi:10.5194/npg-12-537-2005](https://doi.org/10.5194/npg-12-537-2005)
- [8] M. J. Fennessy and J. Shukla, "Seasonal Prediction over North America with a Regional Model Nested in a Global Model," *Journal of Climate*, Vol. 13, No. 14, 2000, pp. 2605-2627.
[doi:10.1175/1520-0442\(2000\)013<2605:SPONAW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<2605:SPONAW>2.0.CO;2)
- [9] F. Mesinger, Z. I. Janjic, S. Nickovic, D. Gavrilov and D. G. Deaven, "The Step-Mountain Coordinate: Model Description and Performance for Cases of Alpine Lee Cyclogenesis and for a Case of an Appalachian Redevelopment," *Monthly Weather Review*, Vol. 116, No. 7, 1988, pp. 1493-1518.
[doi:10.1175/1520-0493\(1988\)116<1493:TSMCMD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1988)116<1493:TSMCMD>2.0.CO;2)
- [10] F. Mesinger, "A Blocking Technique for Representation of Mountains in Atmospheric Models," *Aviation Meteorological Aeronautics*, Vol. 44, 1984, pp. 195-202.
- [11] G. L. Mellor and T. Yamada, "Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems," *Reviews of Geophysics and Space Physics*, Vol. 20, No. 4, 1974, pp. 851-875. [doi:10.1029/RG020i004p00851](https://doi.org/10.1029/RG020i004p00851)
- [12] S. B. Fels and M. D. Schwarzkopf, "The Simplified Exchange Approximation: A New Method for Radiative Transfer Calculations," *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 32, No. 7, 1975, pp. 1475-1488.
[doi:10.1175/1520-0469\(1975\)032<1475:TSEAN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1975)032<1475:TSEAN>2.0.CO;2)
- [13] A. A. Lacis and J. E. Hansen, "A Parametrization of the Absorption Dissipation in the Atmosphere from Large-Scale Balance Requirements," *Monthly Weather Review*, Vol. 49, 1975, pp. 608-627.
- [14] W. A. J. Gallus and M. Segal, "Does Increased Predicted Warm Season Rainfall Indicate Enhanced Likelihood of Rain Occurrence?" *Weather and Forecasting*, Vol. 19, No. 6, 2004, pp. 1127-1135. [doi:10.1175/820.1](https://doi.org/10.1175/820.1)
- [15] S. E. Nicholson, B. Some, J. McCollum, E. Nelkin, D. Klotter, Y. Berte, B. M. Diallo, I. Gaye, G. Kpabeba, O. Ndiaye, J. N. Noukpozoukou, M. M. Tanu, A. Thiam, A. A. Toure and A. K. Traore, "Validation of TRMM and Other Rainfall Estimates with a High-Density Gauge Dataset for West Africa. Part II: Validation of TRMM Rainfall Products," *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 42, No. 10, 2003, pp. 1355-1368.
- [16] J. Venkata Ratnam and J. Krishna Kumar, "Sensitivity of the Simulated Monsoons of 1987 and 1988 to Convective Parameterization Schemes in MM5," *Journal of Climate*, Vol. 18, 2005, pp. 2724-2741.
- [17] E. Richard, A. Buzzi and G. Zangl, "Quantitative Precipitation Forecasting in the Alps: The Advances Achieved by the Mesoscale Alpine Programme," *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 133, 2007, pp. 831-846.

Analyse des conditions météorologiques pour la sécurité aérienne à Douala

André Lenouo⁽¹⁾, David Monkam⁽¹⁾, Derbetini A. Vondou⁽²⁾, Roméo S. Tanessong⁽²⁾ et F. Mkankam Kamga⁽²⁾

(1) Département de physique, faculté des sciences, université de Douala BP 24157, Douala, Cameroun

(2) Lamépa, faculté des sciences, université de Yaoundé I, Cameroun lenouo@yahoo.fr

Résumé

Le 5 mai 2007 à 00 h 05, heure locale, un Boeing B737-800 de la compagnie Kenya Airways s'est écrasé peu après son décollage de l'aéroport de Douala au Cameroun, faisant 114 morts. L'étude statistique montre que le taux d'accidents aériens décroît alors que le nombre de victimes ne décroît pratiquement pas durant ces dernières années dans le monde. Cet accident du vol KQ507 avait lieu alors que les conditions météorologiques étaient mauvaises, dues à un système convectif particulier de type V. Ce mauvais temps est diagnostiqué à l'aide des valeurs d'indices d'instabilités déduits des radiosondages de 12 h 00 UTC et 00 h 00 UTC les 4 et 5 mai 2007 respectivement. L'analyse des champs ...

Dans la nuit du 4 au 5 mai 2007, un accident d'avion se produit à Douala. Le Boeing B737-800, appartenant à Kenya Airways, s'écrase peu après son décollage de l'aéroport international de Douala le 5 mai à 00 h 05, heure locale. L'épave de l'avion est retrouvée à Mbanga Pongo, un petit village situé à six kilomètres du bout de la piste sud-ouest de l'aéroport de Douala. Ce village très enclavé se trouve dans un marécage de mangroves avec un accès extrêmement difficile. Cela complique l'intervention des

secours. Les investigations sur le site du crash indiquent qu'il n'y a aucun survivant parmi les cent quatorze passagers et membres d'équipage.

Le 22 octobre 2005, une autre catastrophe aérienne se produit à Abuja au Nigeria, tuant cent seize personnes. Le 30 janvier 2000, cent soixante-neuf personnes meurent dans un accident d'avion à Abidjan en Côte-d'Ivoire. À chaque fois, le bilan humain est très lourd, on compte près de quatre cents morts pour les trois accidents. Malgré

Figure 1 - Le mont Cameroun, qui culmine à 4 095 mètres d'altitude, est à l'origine d'ascendances forcées favorisant des nuages cumuliformes orageux. (© Normand Roy)



... de certains paramètres météorologiques et l'étude de l'image satellitaire montrent que la situation météorologique était propice au développement de ce type de système en V dans la nuit du 4 au 5 mai 2007 sur le sud du Cameroun. L'étude de l'apport du modèle de prévision numérique ETA à 32 kilomètres de résolution horizontale et 3 heures de résolution temporelle dans la prévision de ce type de phénomène a été faite. Ce modèle pourrait améliorer sensiblement la prévention de telles catastrophes dans la région.

Abstract

Analysis of weather conditions for the airway security in Douala

On the 5th of May 2007 at 0005 local time, a Kenya Airway's Boeing B737-800 crashed a few minutes after take off from the Douala international airport (Cameroun), killing 114 persons. A statistical study shows that, worldwide, in recent years the rate of air crashes has decreased but the numbers of victims increased. Flight KQ507 crashed when meteorological conditions were bad, due to a particular convective system of type V. Bad weather was diagnosed using the instability indices computed from the soundings made at 1200 UTC and 0000 UTC 4 and 5 May 2007 respectively. The analysis of the fields of some meteorological parameters and the study of satellite images show that the meteorological situation was favourable to the development of this V type of system during the night of 4 to 5 May 2007 in the South of Cameroon. Evaluation of the contribution of the ETA weather model at 32 kilometres horizontal resolution and time intervals of 3 hours in forecasting this type of phenomenon has been done. It is found that its use in this region could help avoid such catastrophes.

les progrès de l'industrie aéronautique, le nombre de victimes des accidents d'avion ne diminue pas. Pour le cas particulier de l'Afrique, il s'y produit environ 25 % des accidents enregistrés annuellement dans le monde pour un trafic d'à peine 4,5 %. La plupart des compagnies aériennes mises sur la liste noire de l'aviation civile internationale sont africaines (Icao, 2008). Les aéroports dans cette partie du monde sont souvent dans un état de délabrement poussé. Les pistes d'atterrissage ne sont pas toujours bien entretenues. Elles côtoient parfois des habitations et la signalisation est souvent inexistante. La sécurité dans les aéroports de dix-sept pays d'Afrique, dont le Cameroun, est assurée par l'Agence pour la sécurité de la navigation aérienne en Afrique et Madagascar (Asecna). Mais la plupart de ces aéroports sont techniquement mal équipés, avec pour beaucoup l'absence de radars. Cependant, la nouvelle génération de B737, équipée d'un radar météorologique, est techniquement évoluée, conforme aux nouvelles exigences du transport commercial. C'était le cas du B737-800 de la Kenya Airways.

En dehors des trois cas ci-dessus cités, divers autres accidents d'avion ont été recensés dans le monde. Mais l'objet de cet article n'est pas de s'intéresser à l'ensemble des catastrophes aériennes ; il tente plutôt d'analyser, en se focalisant sur la nuit du 4 au 5 mai 2007, les conditions météorologiques en relation avec la sécurité aérienne à Douala, ville caractérisée par sa position géographique particulière et une climatologie d'orages et d'activités électriques. Pour situer ce travail dans son contexte, il nous a semblé utile d'approfondir l'analyse statistique des accidents aériens avec les différentes causes et de faire ressortir la contribution de ceux dus aux conditions météorologiques. Il nous a paru aussi nécessaire de calculer certains indices d'instabilité et d'étudier leur relation avec les orages. Nous avons opté pour une étude des indices de convection calculés avant et après le

crash à partir des radiosondages de l'aéroport international de Douala. L'étude se concentre sur la région autour de la ville de Douala ; mais, compte tenu de sa situation géographique avec notamment la proximité du mont Cameroun (figure 1), la présence de l'océan Atlantique et l'influence de la mousson africaine, il nous a semblé utile d'examiner la situation synoptique et d'analyser les champs moyens des divers paramètres météorologiques en relation avec les phénomènes pluvio-orageux. Enfin, nous envisageons une perspective d'évolution en prévision numérique pouvant permettre la prévision de ce type de catastrophe.

Analyse des statistiques sur les crashes d'avion

Croissance du trafic aérien, nombre d'accidents et de victimes

La catastrophe aérienne du vol numéro KQ507 de Kenya Airways à Douala, le 5 mai 2007, vient augmenter le nombre déjà très élevé des victimes d'accidents d'avion dans le monde malgré les progrès de l'industrie aéronautique. Les statistiques montrent que ces progrès ont contribué à une diminution des accidents aériens, mais le nombre de victimes ne décroît pratiquement pas. Ces statistiques existent pour différents types d'aéronefs. Celles qui sont présentées ici sont tirées de Freissinet (2007) et concernent les avions à réaction de plus de vingt-sept tonnes. Les avions fabriqués dans l'ex-URSS ne sont pas pris en compte dans cette étude. La figure 2 montre les taux d'accidents et le nombre de victimes à bord, de 1960 à 2004. Au début des années 1960, on compte environ 45 à 55 accidents par million de départs. Ce taux va chuter rapidement pour se stabiliser à moins de 5 accidents par million de départs après 1975. Tandis que le nombre d'accidents par vol ne cesse de décroître, le nombre de victimes, très variable, ne décroît pratiquement pas. Entre 1960 et 1994 (35 ans), on dénombre 20 000 victimes, soit en moyenne 571 victimes par an, et entre 1995 et 2004 (10 ans) environ 5 700 victimes, soit toujours une moyenne de 570 victimes par an.

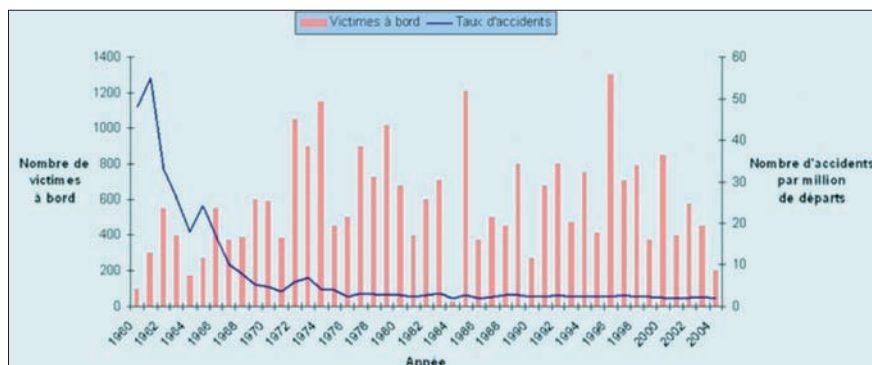


Figure 2 - Taux d'accidents et nombre de victimes de 1960 à 2004 (adapté de Freissinet, 2007).

Figure 3 - Nombre d'heures de vol annuel (NHVA) effectuées et d'avions fabriqués par an de 1970 à 2004 ; les avions fabriqués dans l'ex-URSS n'étant pas pris en compte.

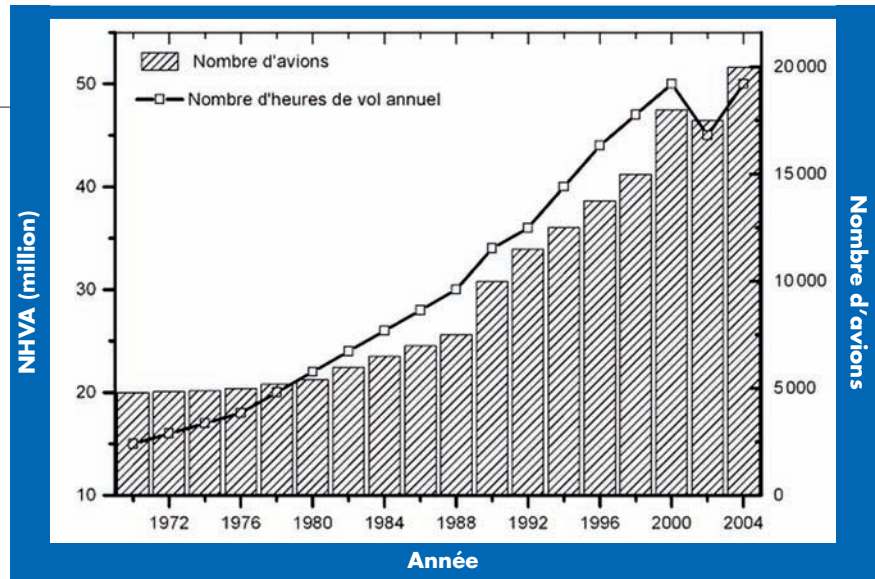
L'évolution des accidents et des victimes est certainement influencée par la croissance du trafic. Si les accidents aériens sont moins probables aujourd'hui qu'il y a vingt ans, il y a aussi beaucoup plus d'avions dans le ciel, et ces avions peuvent transporter plus de personnes. Par conséquent, le nombre de victimes dans le monde ne diminuera pas forcément. Le trafic aérien n'a cessé de croître jusqu'en 2001, année des attentats du World Trade Center. Ces événements dramatiques ont entraîné la faillite de nombreuses compagnies aériennes et une diminution du trafic aérien. Mais, l'aéronautique s'en est vite relevée et, deux ans après, la croissance repartait. La croissance du trafic aérien peut être illustrée en nombre d'heures de vol ou en nombre d'avions fabriqués (figure 3). Le nombre d'heures de vol (d'avions fabriqués) est passé de 16 millions d'heures (4 900 avions) en 1970 à 37 millions d'heures (20 000 avions) en 2004.

Le nombre d'avions ne cesse de croître pour satisfaire la demande de transport. L'espace aérien devient donc de plus en plus encombré. Mais, pour l'instant, il n'y a pas de danger de collision car, en même temps, les nouvelles technologies permettent une mesure de plus en plus précise de la position et de l'altitude de l'avion, aidant ainsi à la fois l'équipage et les contrôleurs aériens. Pour accueillir tout le trafic, on a donc réduit les espacements entre avions. Dans les espaces RVSM (Reduced Vertical Separation Minima), les avions se croisent en étant séparés verticalement de 1 000 pieds, soit environ 300 mètres.

Quand se produisent les accidents ?

En plus de la croissance du trafic impliquant notamment l'augmentation du nombre d'avions et d'heures de vol, pour mieux cerner l'évolution des accidents et des victimes, il faut répondre à la question « quand se produisent les accidents ? ». Entre le moment où le passager monte dans l'avion et le moment où il en descend, on distingue six phases de vol différentes :

– (a) la **phase de roulage** où l'avion roule sur le tarmac pour atteindre la piste pour le décollage ou pour atteindre le parking après avoir atterri ;

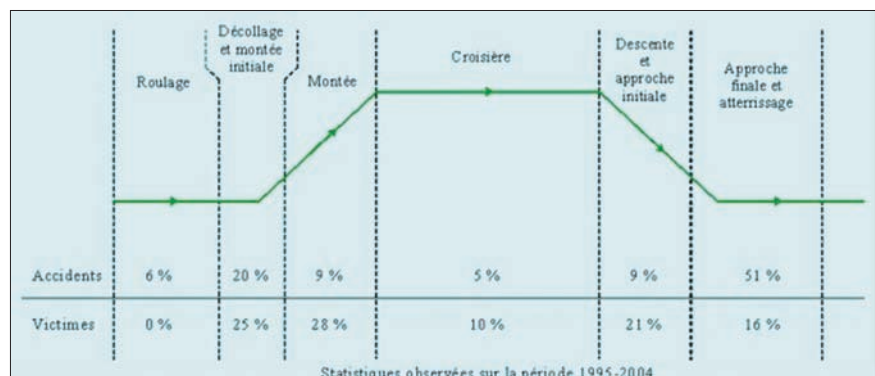


- (b) la **phase décollage et montée initiale** où, après la mise en puissance de l'avion sur la piste, il quitte le sol et commence à monter ;
- (c) la **montée** où les becs/volets sont rentrés et l'avion monte jusqu'à son altitude de croisière ;
- (d) la **croisière** au cours de laquelle l'avion vole à altitude quasi constante et qui correspond généralement à la phase la plus longue d'un vol ;
- (e) la **descente et approche initiale** où l'avion descend en faisant, si le contrôle lui demande, des boucles en attendant son tour pour amorcer l'approche finale ;
- (f) l'**approche finale et atterrissage** où l'avion se met en position pour atterrir, puis pose les roues sur le sol et freine.

La figure 4 montre les pourcentages d'accidents et de victimes pour chacune de ces phases de vol. Plus de la moitié des accidents surviennent lors de l'approche

finale et l'atterrissage (f). Mais ce n'est pas là où il y a le plus de victimes (une sortie de piste à l'atterrissage ne fera généralement que peu de victimes). Les accidents les plus meurtriers se situent pendant la montée (c). En effet, s'il y a des pannes ou des défauts sur l'avion avant son décollage, c'est principalement là qu'ils vont resurgir et que l'équipage s'en rendra compte. Ainsi, si l'avion doit revenir se poser, il doit engager un demi-tour, ce qui n'est pas toujours facile, surtout s'il y a déjà des problèmes sur l'avion. La phase de décollage et montée initiale (b) est presque aussi meurtrière que la phase de montée pour un taux d'accidents de moitié plus faible. En règle générale, c'est lorsque l'avion est près du sol que les accidents sont les plus nombreux : la charge de l'équipage est très élevée et la marge de manœuvre pour rattraper une erreur est très faible. L'accident du Boeing 737-800 de Kenya Airways est probablement intervenu dans la phase (b) ou (c).

Figure 4 - Pourcentage d'accidents dans les différentes phases d'un vol pour la période allant de 1995 à 2004 (adapté de Freissinet, 2007).



Les principales causes des accidents aériens

L'énumération des phases de vol avec les taux d'accidents contribue à mieux rechercher les causes. Il est rare qu'un accident aérien soit dû à une cause unique. La plupart des accidents sont la conséquence d'un enchaînement d'événements variés.

Causes des accidents	Contribution en %
Erreur humaine	56
Défaillance de l'avion	17
Conditions météorologiques	15
Causes diverses	6
Maintenance de l'avion	3
Aéroport/Contrôle aérien	3

Tableau 1 - Répartition en pourcentage des causes principales dans les accidents aériens (adapté de Freissinet, 2007).

L'erreur humaine est la première cause des accidents d'avion (56 %). Les équipages doivent s'entraîner régulièrement et intensément pour éviter ces erreurs. En deuxième lieu vient la défaillance de l'avion (17 %), mais cela est de moins en moins vrai avec les avions modernes. Les conditions météorologiques constituent la troisième cause d'accidents avec une contribution de 15 % (cf. tableau 1).

Le présent travail se focalise sur l'étude des conditions climatologiques et météorologiques à Douala, et aborde en détail celles de la nuit du 4 au 5 mai 2007, date à laquelle s'est produit le crash du vol KQ507.

Orages à Douala

Phénomènes d'orage et de foudre

Pendant longtemps, les pilotes ont déclaré avoir vu des éclairs dans le ciel au-dessus des nuages sans que personne ne les croie. Mais, ils avaient raison. Les images d'archives prouvent que ces éclairs sont presque invisibles et ne durent qu'une fraction de seconde. Ils mesurent 16 km de large

et s'élèvent à plus de 80 km au-dessus de l'orage (figure 5). On ignore comment les orages les fabriquent. La formation de la foudre se fait en plusieurs étapes.

Étape 1 : les cumulonimbus

Le cumulonimbus est un nuage très dense. Il se forme à l'occasion de forts contrastes verticaux de températures, grâce à de puissants courants d'air chaud ascendants. Ces courants entraînent en altitude d'importantes quantités d'eau. Ce nuage peut atteindre une dizaine de kilomètres d'épaisseur. Le cumulonimbus est le nuage le plus craint des aviateurs. Même les plus gros avions de ligne détournent leur route afin d'éviter de les traverser. En effet, la foudre, la grêle et les forts cisaillements de vents à l'intérieur du nuage s'ajoutent au risque de givrage (présent lorsque la température de l'air extérieur est comprise entre -40 et 0 °C), et contribuent à mettre en péril l'avion (et ses occupants). Un pilote de planeur ne devrait jamais utiliser les courants ascendants existants dans ou sous ce nuage. Pour lui, il y a deux types de dangers : l'un est lié aux effets de cisaillement entre ascendances et descendances qui peuvent briser le planeur. Le second est plus sournois : les courants ascendants sous un cumulonimbus peuvent atteindre 20 m/s, être larges et être relativement peu turbulents. Dans ce cas, le planeur est aspiré dans le nuage et le pilote se retrouve en mauvaise posture à cause de la perte des repères visuels. De plus, le phénomène de rafale descendante peut apparaître en dessous du nuage, plaquant l'appareil au sol. Un parachutiste ou parapentiste qui s'engage sous un cumulonimbus prend le risque certain et mortel d'être aspiré rapidement

jusqu'au sommet de ce nuage : asphyxié, foudroyé, congelé... S'il en réchappe, il peut avoir des dommages cérébraux irrémédiables suite à un manque d'oxygène.

Étape 2 : les processus d'électrification

Le brassage qui se déroule à l'intérieur de ces nuages arrache des électrons aux différents éléments d'eau surfondue et de cristaux de glace en suspension. Les frottements engendrés génèrent des charges électriques. Les charges positives s'accumulent au sommet des nuages. À l'inverse, les charges négatives se retrouvent à la partie inférieure. La dissociation des charges dans le nuage orageux génère un champ électrique intense dans l'espace nuage-sol et nuage-nuage. Lorsque son intensité atteint 4 à 10 kilovolts par mètre, une décharge au sol survient entre le sommet et la base du nuage. Une gigantesque étincelle se produit alors, produisant foudre et éclair.

Étape 3 : les éclairs et la foudre

Les éclairs sont la partie visible de cet amorçage. Ils se développent de deux manières :

- à l'intérieur d'un système orageux (éclairs intra-nuage ou inter-nuages) ;
- entre un nuage et la terre (éclairs nuage-sol).

En moyenne, deux éclairs sur trois sont de type nuage-nuage. C'est ce qui explique que l'on peut entendre gronder le tonnerre sans qu'un impact au sol se produise. La foudre est une très violente et très brève décharge atmosphérique. L'intensité du courant électrique générée varie de 3 000 à 300 000 ampères.

Cette gigantesque étincelle se propage sur plusieurs kilomètres de long. La foudre est un spectacle extraordinaire, mais très dangereux, qui frappe au rythme de 50 à 100 impacts par jour. Nous savons depuis 250 ans que la foudre est un phénomène électrique (Franklin, 1752), même si les scientifiques ne peuvent toujours pas expliquer pourquoi un éclair prend une direction plutôt qu'une autre. Ce n'est

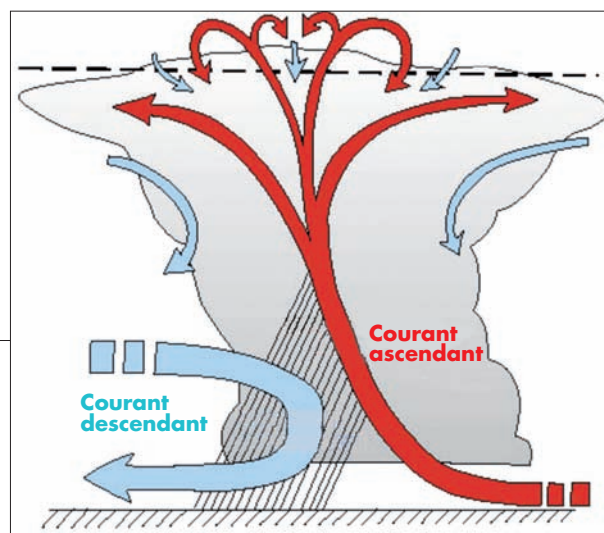


Figure 5 - Description d'une cellule nuageuse pouvant donner un orage. Lorsque la taille des gouttelettes d'eau et des cristaux de glace formés dans la partie haute du nuage est trop importante, ils commencent à tomber. Dans leur chute, les gouttes d'eau entraînent de l'air et créent un courant descendant. (Image Météo-France)

que depuis peu que nous commençons à comprendre les effets de la foudre sur notre planète.

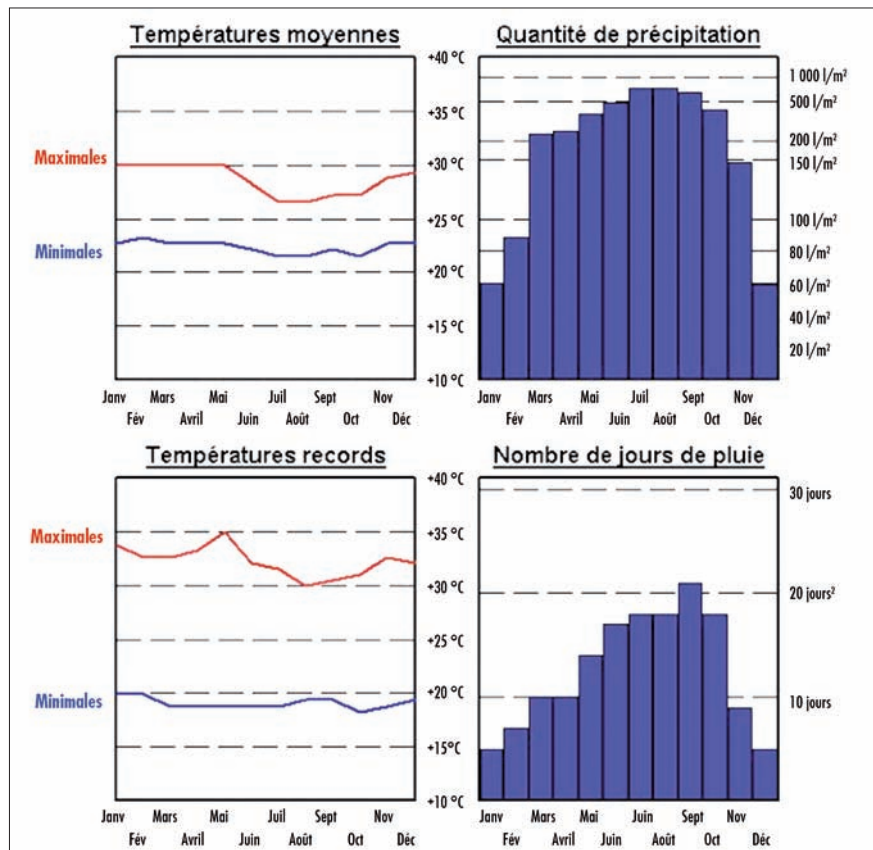
Des 50 000 orages dénombrés par jour dans le monde, les plus violents se produisent en zones tropicales et subtropicales, là où l'humidité est la plus forte et la chaleur la plus intense. C'est le cas de la ville de Douala (figure 6).

Analyse des indicateurs de convection

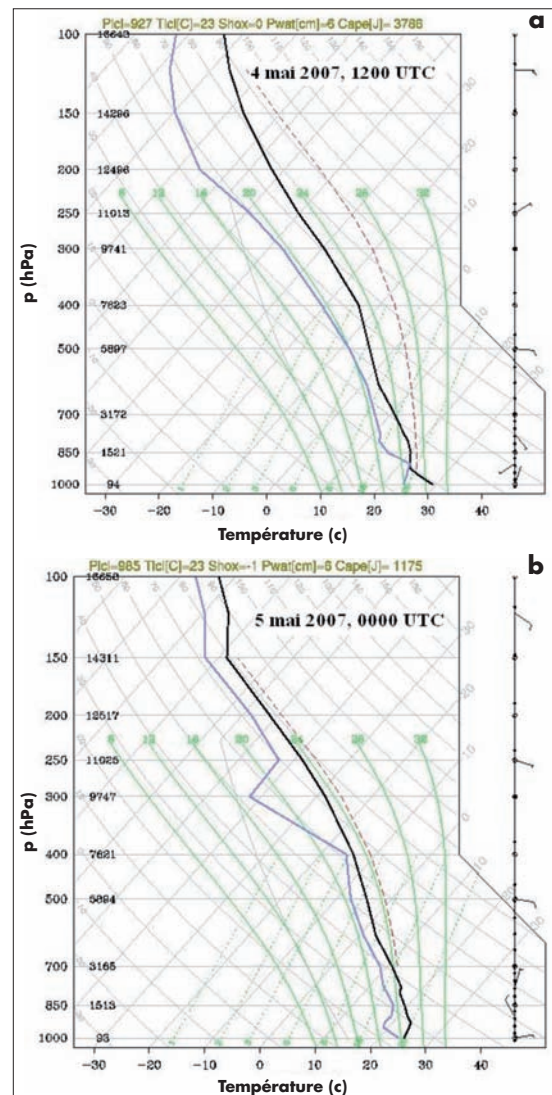
La ville de Douala est une agglomération d'environ 2 millions d'habitants. Capitale économique du Cameroun, elle est située sur les côtes du golfe de Guinée, à 9,7°E et 4,0°N longitude et latitude respectivement. Son climat est très chaud (record maximal de plus de 35 °C en mai) et très humide avec une pluviométrie de plus de 700 l/m² et vingt jours de pluie en moyenne au mois de septembre (figure 6). Les pluies sont intermittentes, comme cela a été le cas en cette nuit tragique du 4 au 5 mai 2007. Le mois de mai se révèle être le début réel de la période de mousson correspondant à la longue saison de pluie, avec des averses qui peuvent aller jusqu'à une semaine sans interruption, événement localement appelé « la pluie de sept jours ».

Les données utilisées dans cette partie sont des radiosondages réalisés par la division technique de l'Agence pour la sécurité de la navigation aérienne en Afrique et Madagascar (Asecna) à l'aéroport international de Douala. Ces données sont constituées d'une série de deux radiosondages par jour à 12 h 00 et 00 h 00 UTC, conformément au guide de l'Organisation mondiale de la météorologie (OMM), pour les dates du 5 mai 2007 (à 00 h 00 UTC) et 4 mai 2007 (12 h 00 UTC). Notons que 00 h 00 UTC et 12 h 00 UTC à Douala et partout au Cameroun correspondent respectivement à 01 h 00 et 13 h 00 heures locales durant toute l'année. La vitesse ascensionnelle du ballon-sonde est d'environ 5-6 m/s sur les 1 000 premiers mètres. Il faut noter qu'à cause des problèmes de réception du signal radio, deux lancers de ballon ont été effectués le 5 mai 2007 à 00 h 00 UTC.

Le radiosondage est très utilisé dans les prévisions, sa principale fonction étant la détection d'une atmosphère instable favorable aux développements orageux. Il est très utile dans le domaine de l'aviation et de l'aéronautique. La figure 7 montre les radiosondages réalisés à l'aéroport international de Douala



▲ Figure 6 - Variations annuelles de la température et de la précipitation à Douala (4,0°N ; 9,7°E). Douala est situé dans le golfe de Guinée, altitude 9 mètres au-dessus du niveau de la mer. L'hygrométrie est de 80 % en saison sèche et de 99 % en saison des pluies. Ce climat est propice au développement des moustiques et donc au paludisme. (Image d'après Météo-France)



► Figure 7 - Radiosondages du 4 et 5 mai 2007 à 12 h 00 et 00 h 00 UTC respectivement, à Douala. On représente en noir la température du point d'état (°C), en bleu la température du point de rosée (°C) et en trait interrompu rouge la température pseudo-adiabatique potentielle (K).

le 4 et le 5 mai 2007 à 12 h 00 UTC et 00 h 00 UTC, respectivement. Diverses grandeurs apparaissent sur cette figure :

– **Plcl** et **Tlcl** indiquent la **pression** et la **température du niveau de condensation par soulèvement**. Les valeurs de Plcl montrent que le niveau du bas de nuage est à 927 hPa pour le radiosondage du 4 mai et 985 hPa pour celui du 5 mai. La température à ces niveaux reste égale à 23 °C ;

– **Shox** désigne l'**indice de Showater**. Cet indice est utilisé pour les prévisions des orages compte tenu des différents facteurs intervenant dans l'évolution des cumulonimbus. Les valeurs trouvées sont 0 et -1 pour les deux radiosondages, ce qui indique des averses et/ou des orages probables durant cette période ;

– **Pwat** désigne la **quantité d'eau précipitable**. Elle correspond à l'intégration de la vapeur d'eau sur la verticale. Elle est de 6 cm pour les deux radiosondages. Cette valeur comparée au graphe de précipitation de la figure 6 montre que nous sommes en présence d'un intense épisode orageux ;

– l'**énergie potentielle convective** disponible ou **Convective Available Potential Energy (Cape)** est un indice de convection associé à la théorie du soulèvement de la particule d'air. Elle est par ailleurs utilisée comme mesure de l'instabilité convective conditionnelle (Ducrocq et al., 2003). C'est aussi l'indice de puissance des orages et du temps violent (Kerry, 1994). Ainsi, plus la Cape est importante, plus le courant ascendant est puissant et donc plus l'orage disposera de l'énergie. Les valeurs typiques de Cape sont données dans le tableau 2. Les valeurs obtenues pour les deux radiosondages indiquent clairement qu'il y avait une instabilité persistante sur la ville de Douala durant cette période. Car la valeur de Cape d'environ 3 786 J/kg le 4 mai 2007 à 12 h 00 UTC implique une atmosphère extrêmement instable pouvant conduire à des orages violents et des tornades. Le 5 mai à 00 h 00 UTC, la Cape vaut 1 175 J/kg, ce qui correspond à une atmosphère modérément instable pouvant donner lieu à des orages modérés ou violents.

Il existe plus d'une soixantaine d'indices d'instabilité dont la plupart sont présentés de manière détaillée par Sénési et Thepenier (1997). Beaucoup de ces indices sont en général calculés à partir de la différence de température entre un niveau des basses couches et un niveau de la moyenne troposphère, avec ou sans soulèvement de la particule. En plus des indices obtenus sur les radiosondages de la figure 7, nous avons utilisé quatre autres indices :

Cape (J/kg)	Stabilité	Signification
< 300	Plutôt stable	Peu ou pas de convection
300-1 000	Marginalement instable	Orages de faible intensité
1 000-2 500	Modérément instable	Orages modérés, orages violents possibles
2 500-3 500	Très instable	Forts orages, tornades possibles
3 500-5 000 +	Extrêmement instable	Orages violents, tornades probables

Tableau 2 - Les valeurs de Cape et leurs significations en termes de temps sensible.

– la **Convective Inhibition (Cin)** ou l'énergie nécessaire pour briser le travail de la force de flottabilité ou l'énergie permettant de soulever la particule d'air du sol jusqu'au niveau de la convection libre (Colby, 1984). Cet indice est très utile pour repérer les ascendances violentes au sein d'un nuage cumuliforme. Cette énergie est calculée comme la Cape, mais entre le sol et le **niveau de convection libre (Lfc)** qui est le niveau d'intersection de la courbe d'état avec la pseudo-adiabatique saturée issue du point de condensation. Or, à Douala, qui est à 9 mètres d'altitude, le niveau de convection libre est très proche du sol, ce qui rend l'utilisation de cet indice non appropriée ;

– l'**indice K**, qui mesure la **probabilité de développement d'orages** dans les masses d'air. Sa formule est donnée par la relation :

$$K = T_{850} - T_{500} + TD_{850} - T_{700} + TD_{700}$$

où T et TD désignent respectivement la température et la température du point de rosée aux niveaux 500, 700 et 850 hPa. Cet indice vaut 36,7 et 39,1 pour les radiosondages du 4 et 5 mai 2007 à 12 h 00 UTC et 00 h 00 UTC, respectivement. La valeur de l'indice K durant cette période est supérieure à 35, ce qui implique un fort risque d'orages avec plus de 80 % de probabilité ;

– l'**indice Sweat (Severe Weather Threat)** de menace de temps violent est un indice convectif utilisé pour prévoir les orages et les tornades aux États-Unis. La formule de calcul est :

$$\text{Sweat} = (12 * TD_{850}) + (20 * TPO2) + (2 * SKT_{850}) + SKT_{500} + \text{Shear}$$

Où les termes apparaissant dans cette expression sont définis par :

- TD₈₅₀ : température du point de rosée à 850 hPa de pression atmosphérique ;
- TPO2 : MAX [TPO - 49,0], toutes les températures étant exprimées en °C ;
- TPO : index de mesure du potentiel orageux, TPO = TD₈₅₀ + T₈₅₀ - 2 * T₅₀₀ ;
- SKT₈₅₀ : vitesse du vent en nœuds à 850 hPa de pression atmosphérique ;
- SKT₅₀₀ : vitesse du vent en nœuds à 500 hPa de pression atmosphérique ;
- Shear : 125 * [sin (DIR₅₀₀ - DIR₈₅₀) + 0,2] ;
- DIR₅₀₀ : direction du vent en degré à 500 hPa de pression atmosphérique ;
- DIR₈₅₀ : direction du vent en degré à 850 hPa de pression atmosphérique.

Les valeurs calculées de Sweat sont respectivement de 270,4 et 514,4 pour les sondages du 4 et 5 mai 2007 à 12 h 00 UTC et 00 h 00 UTC. Ce qui permettait de prévoir une activité orageuse extrêmement faible, voire inexistante le 4 mai à 12 h 00 UTC (Sweat < 300) et des risques d'orages violents et de tornades le 5 mai 2007 à 00 h 00 UTC (Sweat > 500) ;

– le **cisaillement du vent** : sur les radiosondages (figure 7) apparaissent à droite les indications de la vitesse et de la direction du vent. La vitesse est exprimée en m/s (un demi-barbule équivaut à 10 m/s, un grand à 20 m/s) et la direction selon la position du symbole. Cette donnée étant utilisée notamment pour vérifier s'il existe un cisaillement du vent. Ces deux radiosondages montrent que l'on a dans les basses couches un cisaillement du vent prononcé vers 950 et 800 hPa avec les vents les plus forts atteignant 10 m/s.

Forçage orographique des basses couches

La chaîne montagneuse du Cameroun dont le pic le plus haut est d'environ 4 100 mètres d'altitude fait partie des chaînes montagneuses en Afrique tropicale (figure 8). D'une façon générale, les filets d'air ont tendance à épouser plus ou moins le profil du relief, de sorte qu'une montagne engendre une zone d'ascendance sur sa face au vent (la mousson dans le cas présent) et une zone de descendance sur sa face sous le vent. La ville de Douala se trouve au pied de la chaîne montagneuse camerounaise (lettre « C » sur la figure 8) sur le versant donnant sur la mer. Sur la figure 9, à 1 000 hPa, le vent d'ouest

Figure 8 - Carte topographique de l'Afrique tropicale. L'intervalle des contours est de 500 m et les parties teintées indiquent les régions où l'altitude est supérieure à 500 m par rapport au niveau de la mer. Les montagnes sont désignées par les lettres : E, montagnes éthiopiennes ; D, montagne du Darfour ; C, montagnes camerounaises ; G, montagnes guinéennes et J, montagne Jos. (D'après Mekonnen et al 2006)

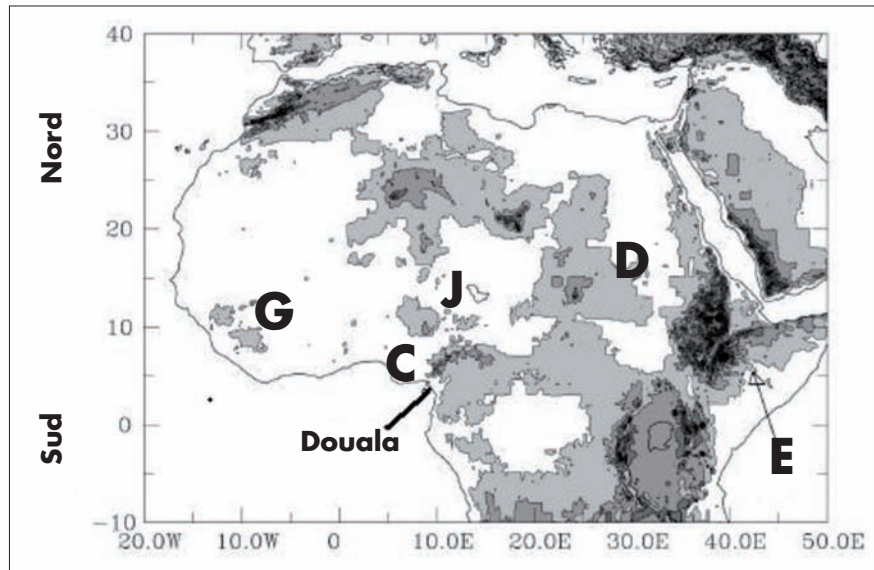
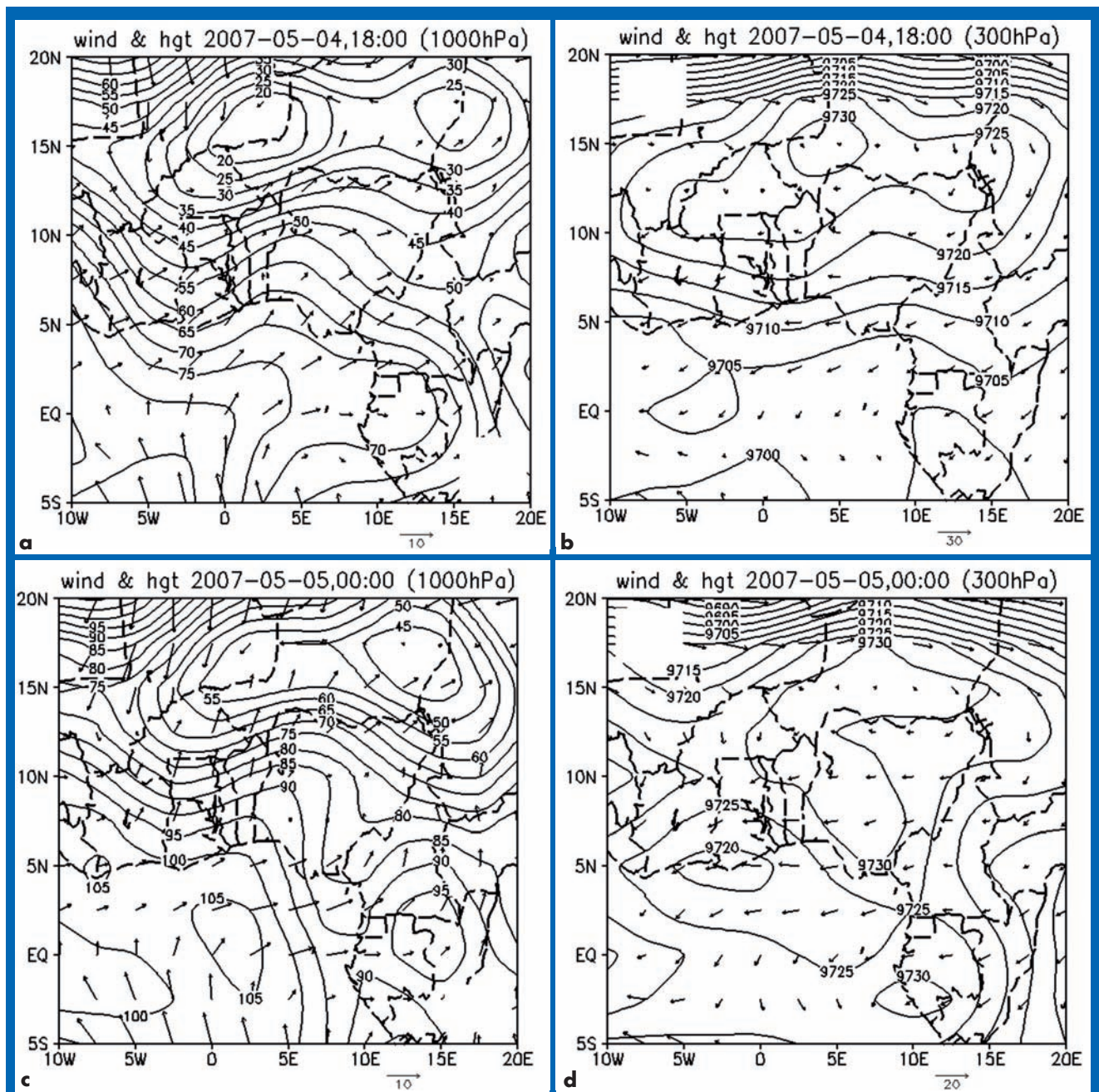


Figure 9 - Vent (en m/s) et géopotiel le 4 mai 2007 à 18 h UTC (a et b) et le 5 mai 2007 à 00 h UTC (c et d) respectivement à 1 000 hPa (à intervalles de 10 mgp) et 300 hPa (à intervalles de 5 mgp). On peut noter la disparition de la structure en « Ω » entre 18 h et 00 h UTC à 300 hPa.



provenant de l’océan Atlantique est fortement dévié sur sa gauche vers la côte camerounaise. Cette chaîne de montagne joue alors le rôle d’une barrière aux courants issus de l’Atlantique, ce qui engendre des mouvements verticaux importants. Or l’air étant convectivement instable, comme l’indiquent les analyses des indices de la convection effectuées sur les radiosondages de la figure 7, les ascendances forcées par le relief créent des nuages cumuliformes orageux dans cette région. Ces ascendances sont très marquées sur les champs moyens du mouvement vertical à 925 et 500 hPa le 5 mai 2007 à 00 h 00 UTC (figure 10). Ainsi, lorsque le vent humide, issu de l’Atlantique, subit une accélération due aux effets de la chaîne montagneuse, la mousson du sud-ouest arrivant sur la côte du littoral camerounais tend, quant à elle, à être accélérée par la configuration du golfe de Guinée et il s’ensuit finalement une accentuation de la convergence de très basses couches dans la région de Douala.

L’influence de la mer peut, elle aussi, être trouvée dans l’anomalie chaude de température de surface. Avec une température moyenne autour de 30 °C en surface, on se trouve vraisemblablement en présence d’une mer à température de surface assez élevée. Cette situation où sont conjugués, aux très basses couches de l’atmosphère, la chaleur, le relief, l’humidité et l’instabilité conditionnelle, fait que l’on se trouve dans l’une des régions les plus arrosées

au monde. Ainsi, la mesure de la pluviométrie effectuée dans la localité de Debundscha (Limbé), à environ 100 km de Douala au pied du mont Cameroun, indique que l’on a plus de 10 m de précipitation par an, avec des pluies quotidiennes sur toute l’année (Derek et Oguntoyinb, 1987).

Analyse de l’image satellitaire

La figure 11 présente les images satellitaires *Météosat* à partir de 15 h UTC, le 4 mai 2007, toutes les trois heures. Ainsi, sur ces images du canal IR, les nuages apparaissant en blanc indiquent que les nuages sont d’autant plus intenses qu’ils sont épais. On distingue sur l’image des nuages épais s’étendant sur les côtes de toute l’Afrique de l’Ouest et du golfe de Guinée. Le blanc intense de ces nuages révèle leur fort développement vertical. Seuls les cumulonimbus possèdent ces caractéristiques. Nous sommes donc en présence d’une zone orageuse.

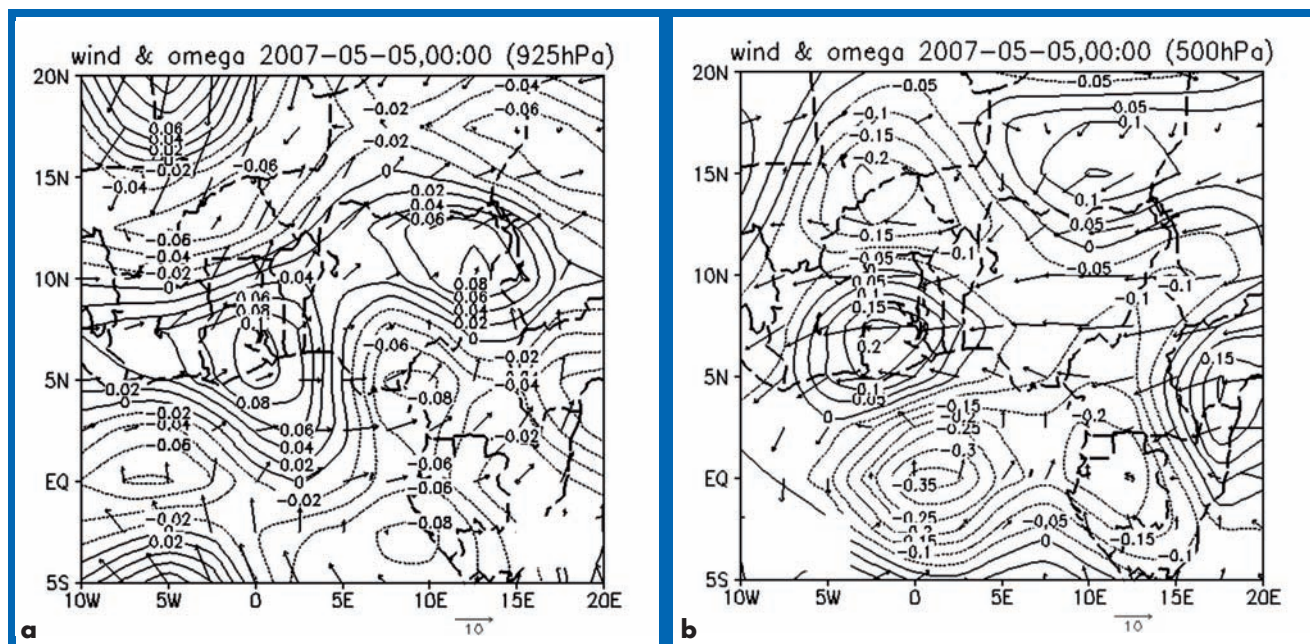
L’extension verticale des cumulonimbus est manifeste et les lignes correspondent à l’extrême sommet du cumulonimbus qui atteint parfois jusqu’à 12 km d’altitude. En considérant l’extension de la zone orageuse le long de la côte ouest africaine, on note sur l’ensemble de la région du golfe de Guinée la forme caractéristique en V, bien visible à 00 h UTC, qui est respon-

sable de fortes pluies et surtout de cumuls importants du fait de leur stationnarité. Même si cette image présente plusieurs cellules orageuses, les précipitations sont maximales à la pointe du V située dans le golfe de Guinée. Des systèmes en V sont souvent à l’origine des catastrophes, telles qu’au sud de la France les 12 et 13 novembre 1999 (Ducrocq et al., 2003) ou le 3 décembre 2003 dans le golfe du Lion (Hontarrède, 2006).

Les caractéristiques de la circulation

Les grandeurs météorologiques de la circulation de grande échelle sont issues des analyses opérationnelles de la série de 6H du National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR). Cette base de données résulte de l’analyse des paramètres météorologiques observés par un modèle numérique du temps permettant d’interpoler pour les zones non observées (Kalnay et al., 1996). Ainsi, le 4 mai 2007 à 18 h UTC, à 1 000 hPa (figure 9a), on observe une zone de haute pression qui couvre la région Sud-Cameroun en s’inclinant vers le Gabon et le Congo dans la direction sud-est. On note aussi une zone dépressionnaire qui couvre la bande latitude comprise entre 12°N et 18°N. On remarque en altitude (300 hPa) une configuration classique appelée

Figure 10 - Variations horizontales du vent et du mouvement vertical (en Pa/s) le 5 mai 2007 à 00 h UTC (a et b) respectivement à 925 hPa (à intervalles de 3×10^2 Pa/s) et 500 hPa (à intervalles de 5×10^2 Pa/s).



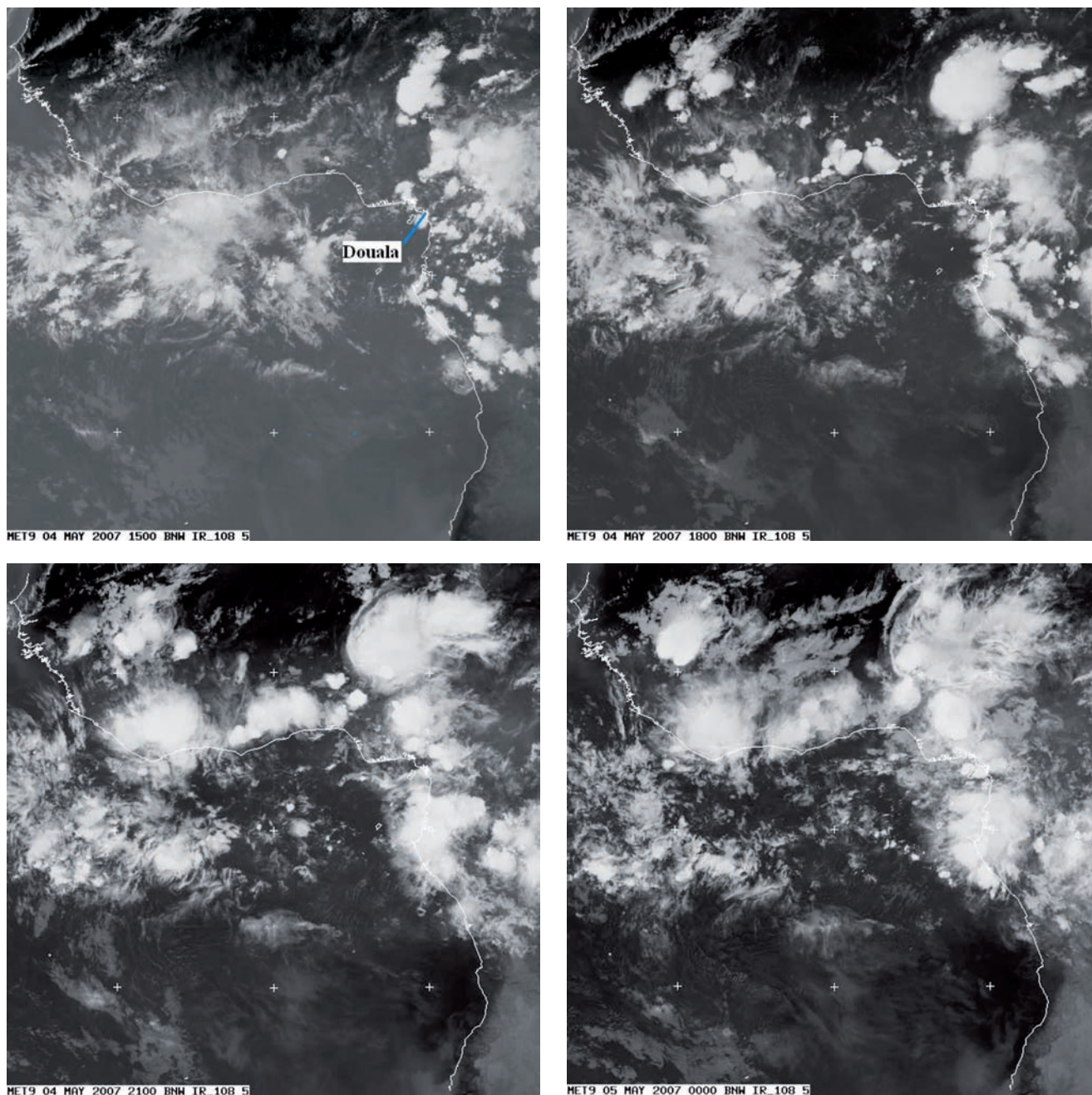


Figure 11 - Images *Meteosat-9* sur la bande IR-108 de 15 h UTC le 4 mai 2007 à 00 h UTC le 5 mai 2007, toutes les trois heures sur la région couvrant la zone du golfe de Guinée.

situation en Ω , qui est une succession dans la direction SO-NE, alternant anticyclone-dépression-anticyclone, entre les méridiens 10°O et 20°E (figure 9b). La durée de vie de ce type de circulation atmosphérique de grande échelle en Ω peut atteindre plusieurs jours. Quelques heures après, ces structures sont complètement désorganisées (figures 9c, 9d), ce qui présage dans la région tropicale des conditions très favorables à un épisode perturbé.

La circulation dans cette région inter-tropicale est classique. Elle est caractérisée pour cette période de l'année par

la circulation de la mousson dans la basse couche de la mer vers le continent. Le 5 mai 2007 à 00 h UTC, elle connaît un renforcement de vent d'environ 10 m/s à 1 000 hPa. À 300 hPa, on a un courant de vent d'est plus intense qui s'atténue progressivement lorsqu'il traverse le méridien de Greenwich. Ainsi, durant cette période, la masse d'air qui couvre cette région est potentiellement instable. L'air est relativement chaud, saturé en bas au contact de la mer et est surmonté d'air froid, apporté par les vents d'altitude. Or, la formation d'orage nécessite une impulsion qui imprimera aux basses couches le mouvement ascendant initial. Comme le montrent les figures 10a et 10b, on a une ascendance de basses couches atmosphériques dans la

région du golfe de Guinée qui persiste jusqu'à 500 hPa. Ainsi, cette instabilité de la masse d'air s'amplifie pour renforcer l'orage avec un noyau qui se déplace légèrement de $8,5^{\circ}\text{E}$ à 9°E (soit environ 55 km) entre ces deux niveaux de pression.

Les conditions associées à l'intensification de la convection

Pour mettre en évidence les variations brutales des masses d'air qui conduisent aux phénomènes d'orage, on analyse, à partir des données de réanalyse NCEP/NCAR, la température potentielle (figure 12a), la vorticité potentielle

(figure 12b) et la divergence horizontale (figure 12c). Afin d'apprécier les ascensions et les subsidences subies à l'échelle aérologique par une parcelle d'air surplombant le site, on étudie le comportement de la température potentielle (Iribane et Godson, 1973 ; Yau et Rogers, 1989). La figure 9a montre une masse d'air chaude au niveau de l'équateur qui se refroidit lorsqu'on se rapproche des côtes du golfe de Guinée, avant de se réchauffer sur le continent. Cette variation, aussi faible soit-elle, bouleverse brusquement le temps dans cette région (Triplet et Roche, 1977). Nous avons une confirmation de cette assertion par les variations à 925 hPa de la vorticité et de la divergence horizontale (figures 12b, 12c). Comme l'indique la figure 10, dans la région du golfe de Guinée, on constate une ascendance qui résulte de la convergence horizontale en surface au bas d'une zone dépressionnaire (figure 9c). La vorticité en surface présente de fortes valeurs négatives. Cela indique que l'on a une advection thermique chaude qui tend à renforcer l'ascendance.

Prévision à posteriori de l'épisode orageux par le modèle ETA

La prévision numérique du temps a été développée comme l'un des outils pour tenter de prédire l'évolution du temps et en particulier les événements extrêmes. En effet, la prévision, plusieurs heures à l'avance d'un événement, permet de prendre des mesures adéquates pour éviter ou atténuer les dommages tels que les dégâts matériels et pertes en vies humaines. Le modèle ETA a été initialement développé en Yougoslavie (Mesinger,

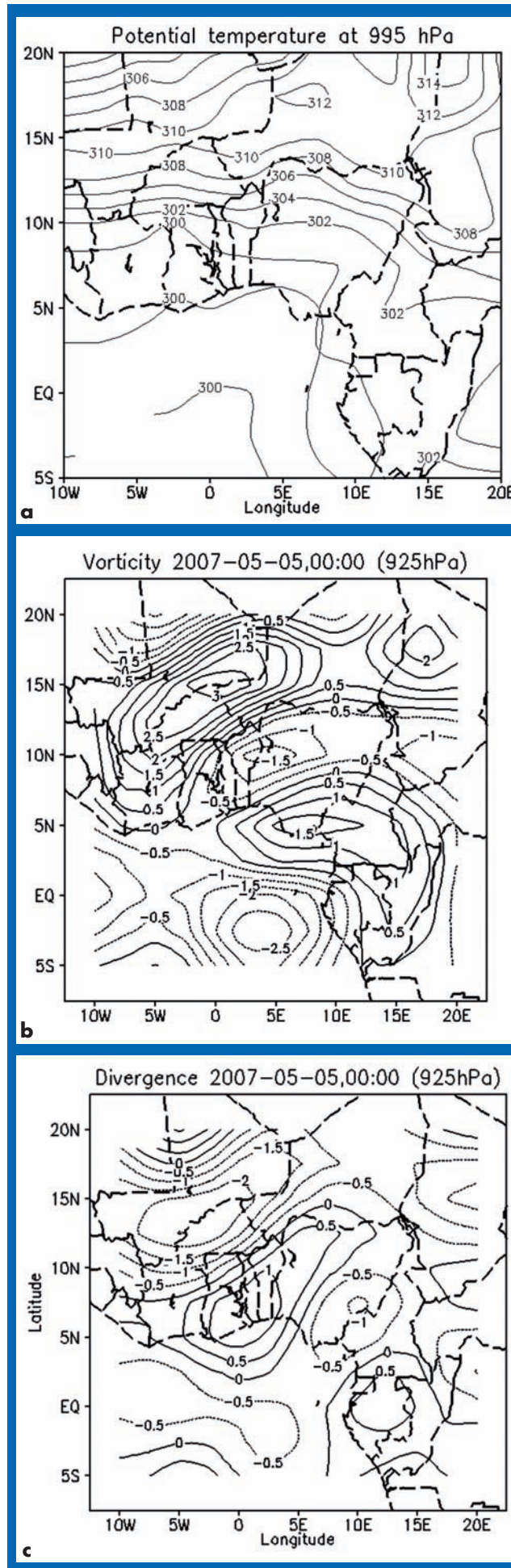


Figure 12 - Température potentielle en K (a) à 995 hPa, vorticité potentielle (b) et divergence horizontale (c) en $10^{-6}s^{-1}$ à 925 hPa le 5 mai 2007 à 00 h UTC.

1984), puis aux États-Unis au NCEP (Rogers, 1995) où il est encore utilisé de façon opérationnelle. En zone tropicale, il a été utilisé sur l'Amérique notamment par Fennessy et Shukla (2000), et nous l'avons choisi pour faire à posteriori une prévision sur 48 heures avec une résolution spatiale de 32 km. Le schéma de convection de Kain-Fritsh (Kain et Fritsh, 1993) a été utilisé, car le réajustement unidimensionnel qu'il propose s'appuie sur la conservation du flux de masse et prend en compte à la fois les mouvements ascendants et descendants dans une parcelle d'air, phénomènes observables dans la région du golfe de Guinée. Le modèle est initialisé à 00 h UTC le 4 mai 2007 par les données NCEP du Global Forecasting System (GFS), qui fournit aussi les conditions aux limites du modèle ETA toutes les six heures. Les données du satellite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*), spécialement équipé pour la mesure des précipitations en zones tropicales et subtropicales, ont été utilisées pour vérifier les prévisions obtenues par le modèle ETA.

Prévision des caractéristiques de la circulation générale

La figure 13 présente une succession de prévisions du géopotential à 300 hPa issue du modèle ETA, par pas de trois heures le 4 mai 2007, à partir de 18 h UTC, superposée à la pression au niveau de la mer durant cette même période afin de pouvoir mettre en évidence des liens entre les champs en surface et en haute atmosphère. La haute pression en surface (entre 1012 et 1008 hPa) est permanente dans la région

du golfe de Guinée avant de décroître dans la direction nord-est sur le continent. On peut noter l'anticyclone en basse altitude autour du golfe de Guinée qui se renforce entre 18 h UTC le 4 mai 2007 et 00 h UTC le 5 mai 2007, sûrement à cause du flux d'ouest. On note aussi la persistance d'une dépression vers le nord du lac Tchad qui s'accompagne d'une baisse de la pression au niveau de la mer. En altitude, on observe plutôt un phénomène inverse durant la même période, dû au flux d'est à ce niveau. Si la dépression dans la région du golfe de Guinée perdure, l'anticyclone se déplace d'abord moyennement entre 18 h et 21 h UTC, puis très rapidement vers l'ouest entre 21 h et 24 h UTC, tout en restant dans les 10°-15° de latitude Nord. Cette situation permanente de haute pression en surface et de dépression en altitude

dans la zone du golfe de Guinée est propice au développement des perturbations orageuses de cette partie du globe.

Prévision des précipitations et comparaison avec les données de TRMM

La figure 14 présente les précipitations totales au sol prévues par le modèle ETA. Nous observons une vaste zone de perturbation dans le golfe de Guinée et sur l'ensemble des côtes ouest-africaines. Ces précipitations résulteraient des interactions complexes entre le continent et l'océan conduisant à une forte activité convective de la mousson dans cette région. Le modèle ETA réussit à détecter les précipitations autour de la

zone d'intérêt entre 21 h UTC du 4 mai 2007 et 03 h UTC le 5 mai 2007. Or, comme le montrent les figures précédentes, cette zone équatoriale apparaît comme étant une région d'ascendance où les flux d'énergie thermique et latente convergent. Dans cette région, les basses couches de l'atmosphère reçoivent un maximum d'énergie par le flux de chaleur sensible et par évaporation. Cela amène l'air à atteindre rapidement son niveau de condensation en s'élevant (évalué à 985 hPa à Douala ce jour-là). Cette condensation déclenche un phénomène de convection humide qui transforme l'énergie thermique et latente des basses couches en énergie potentielle pour les hautes couches. En période intense de la modulation de la mousson, on peut avoir, sur plusieurs heures, les conditions réunies pour le développement d'un violent orage, ce que confirment les prévisions (figure 14). On peut aussi noter que le modèle délimite bien la zone de précipitation, avec cependant une sous-estimation de son extension dans la zone du golfe de Guinée. On notera que les observations de TRMM font état de cumuls de précipitations sur trois heures pouvant atteindre jusqu'à 100 mm à cet endroit.

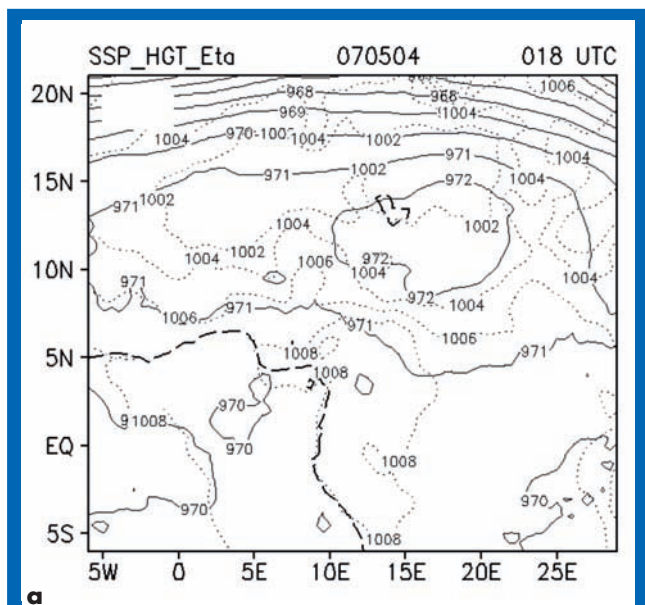
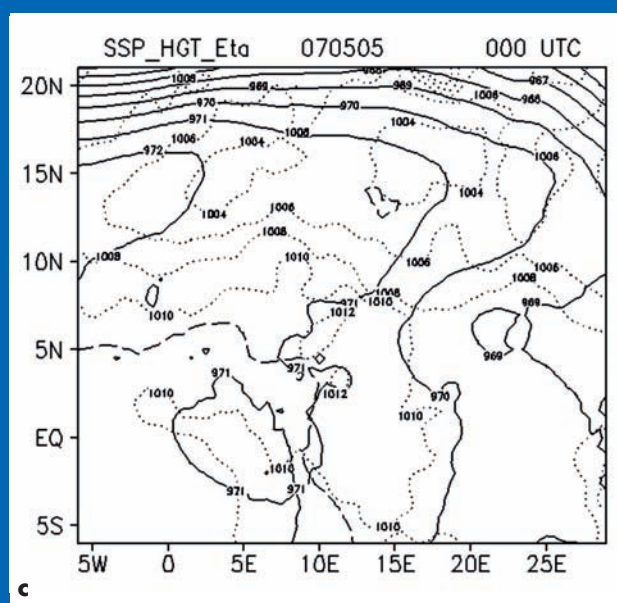
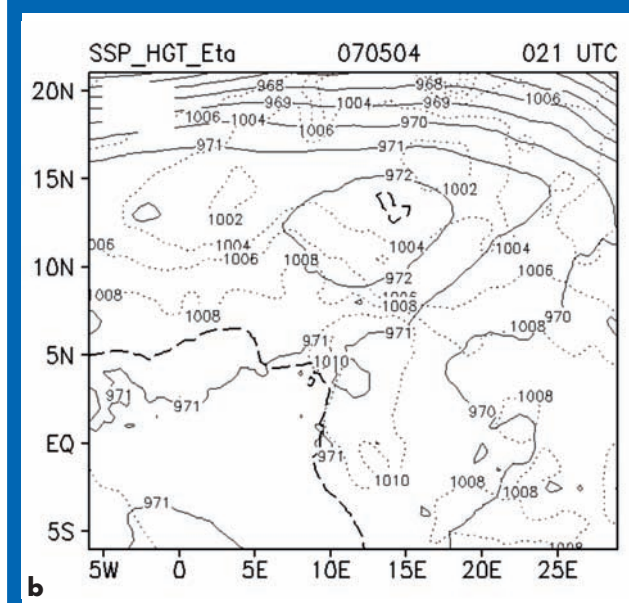


Figure 13 - Prévision du modèle ETA du 4 mai 2007 à partir de 18 h UTC, par pas de trois heures : (a) 18 h, (b) 21 h et (c) 24 h le 4 mai 2007 du géopotential à 300 hPa à intervalles de 1 dam (en trait continu) superposé au champ de pression au niveau de la mer à intervalles de 2 hPa (en pointillé).

Conclusion

Le caractère particulièrement remarquable du crash du Boeing B737-800, dans la nuit du 4 au 5 mai 2007 à Douala, réside, d'une part, dans le fait qu'il intervient en mai, un mois où l'activité convective est peu importante avec notamment de faibles cumuls des



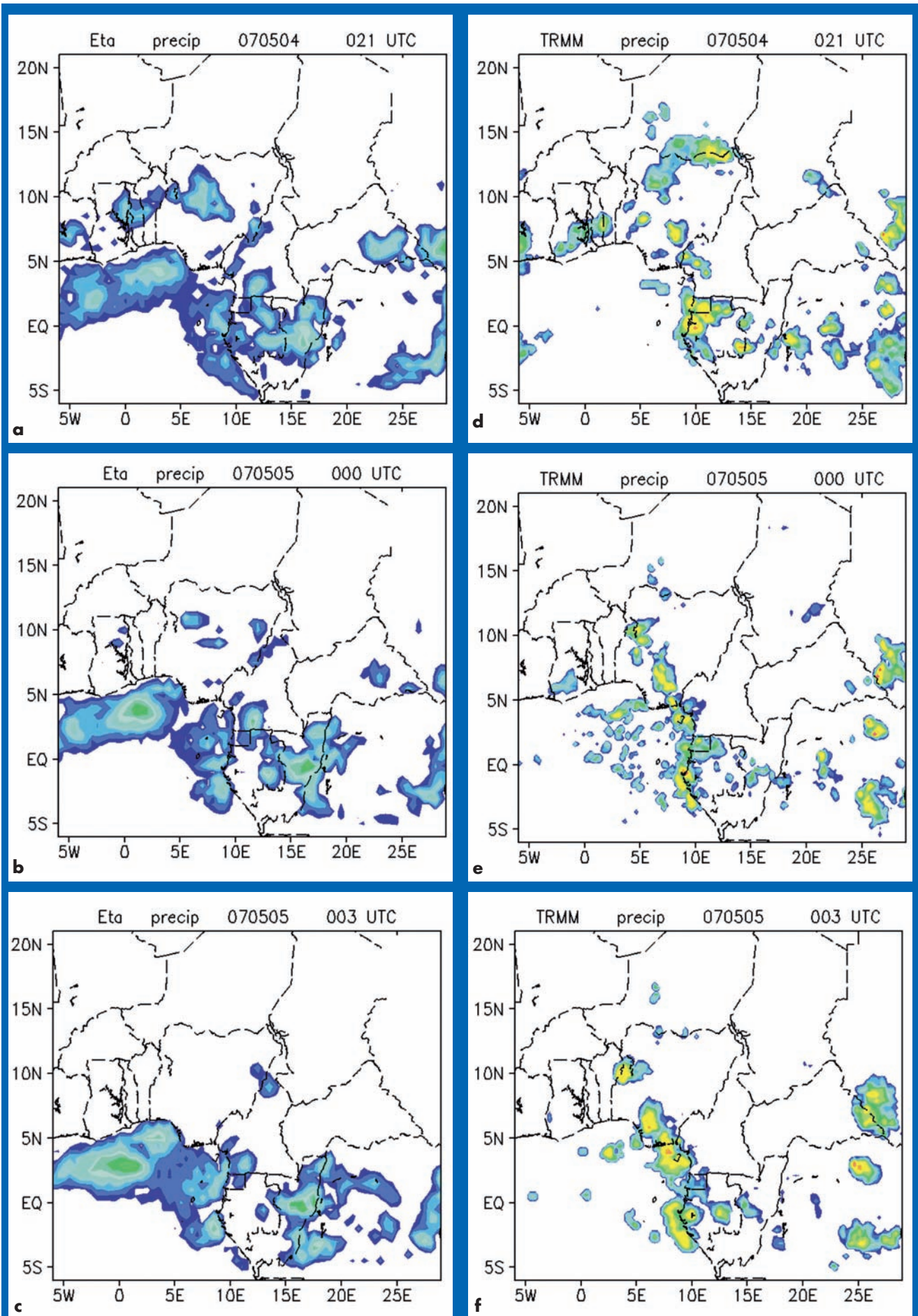


Figure 14 - Cumul sur trois heures, 18 h-21 h, 21 h-24 h, le 4 mai 2007 et de 00-03 h le 5 mai 2007, des précipitations prévues par ETA (à gauche) et issues de TRMM (à droite) autour de cette date fatidique. On voit que le modèle ETA délimite bien la zone de précipitations avec cependant une sous-estimation de son intensité par rapport au TRMM.

précipitations, comparativement aux mois de juillet et d'août qui sont les plus pluvieux, et, d'autre part, dans le fait que le crash a lieu à six kilomètres-tres seulement de la piste de décollage.

Douala est caractérisé par une climatologie particulière avec un couvert nuageux quasi permanent. Parmi ces nuages, on distingue les cumulonimbus qui sont à l'origine de la formation de la foudre. Dans cette ville, l'humidité est très forte et la chaleur très intense, ce qui conduit à de violents orages. Cela a été confirmé par l'analyse des indices de convection, avec notamment une valeur de Cape supérieure à 3 500 J/kg le 4 mai à 12 h 00 UTC. Douala est au pied du mont Cameroun qui est à l'origine d'ascendances forcées favorisant la formation des nuages cumuliformes orageux.

La ville est aussi connue pour ses pluies intermittentes et le mois de mai se révèle être le début réel de la grande saison de pluie avec des averses qui peuvent aller jusqu'à sept jours sans interruption. L'analyse de l'image satellitaire de ce 5 mai 2007 montre que Douala est une zone orageuse avec un système convectif particulier de type V.

En plus de l'analyse de l'image satellitaire, les conditions associées à l'intensification de la convection ont été

confirmées par l'étude des champs de certains paramètres météorologiques, dont notamment la température potentielle, la vorticité potentielle et la divergence horizontale. Sur le champ de température potentielle, apparaît une masse d'air chaude au niveau de l'équateur qui se refroidit lorsque l'on se rapproche des côtes du golfe de Guinée avant de se réchauffer sur le continent. Cela est corrélé avec les variations à 925 hPa de la vorticité et de la divergence horizontale. Cette région du golfe de Guinée est marquée par une ascendance liée à une convergence horizontale en surface au-dessous d'une zone d'ascendance. La vorticité en surface est caractérisée par de fortes valeurs négatives, en relation avec une advection thermique chaude qui tend à renforcer l'ascendance.

Une prévision de l'événement par le modèle ETA a été faite à posteriori. De manière générale, les modèles de prévision opérationnels ont souvent sous-estimé les cumuls des précipitations. Le modèle ETA utilisé dans ce travail réussit à détecter les précipitations autour de la zone d'intérêt entre 21 h UTC du 4 mai 2007 et 03 h UTC le 5 mai 2007. On note aussi que ce modèle délimite bien la zone de précipitation, avec cependant une sous-estimation de son extension dans la zone du golfe de

Guinée. Concernant la prévision des caractéristiques de la circulation générale, ce modèle fait apparaître une situation permanente de haute pression en surface et de dépression en altitude dans la zone du golfe de Guinée. Cela est propice au développement d'une perturbation orageuse propre à cette partie du globe.

Au terme de cette étude, il est établi que les conditions météorologiques à l'aéroport de Douala du 4 au 5 mai 2007 étaient très mauvaises pour la sécurité aérienne. Cette situation météorologique particulière mérite d'être prise en compte pour le renforcement de la sécurité aérienne.

Remerciements

Nous tenons à remercier Sébastien Freissinet, constructeur du site www.1001crash.com et du site www.dinosoria.com/climatique, qui nous a permis d'utiliser les informations tirées de ces sites. Nos sincères remerciements à NCEP/NCAR, à la division technique de l'Ascna de l'aéroport de Douala et à Météo-France pour l'acquisition des images et les données.

Bibliographie

- Colby F. P. Jr, 1984 : Convective inhibition as a predictor of convection during Ave-Sesame II. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 2239-2252.
- Derek H. et J. S. Oguntoyinbo, 1987 : *Climatology of West Africa*. Published by Rowman & Littlefield, 271 pages.
- Ducrocq V., G. Aullo et P. Santurette, 2003 : Les précipitations intenses et les inondations des 12 et 13 novembre 1999 sur le sud de la France. *La Météorologie*, 8^e série, 42, 18-27.
- Fennesy M. J. et J. Shukla, 2000 : Seasonal prediction over North America with a regional model nested in a global model. *J. Climate*, 13, 2605-2627.
- Franklin B., 1752 : *Expériences et observations sur le tonnerre, relatives à celles de Philadelphie*. Présenté par T. F. d'Alibard à l'Académie de science, le 13 mai 1752.
- Freissinet S., 2007 : 1001 Crash – Statistiques accidents aériens. <http://www.1001crash.com>, CNIL, n  1141631c, 7 p.
- Hontarrède M., 2006 : Détection et prévision du brouillard. *Metmar*, 213, 24-29.
- International Civil Aviation Organization (ICAO), 2008 : R glementation des services de transport aérien international. *A36-WP/104/EC/14-30/8/07*, <http://www.icao.int/>, 9 p.
- Iribarne J. V. et W. L. Godson, 1973 : *Atmospheric Thermodynamics*. Publié par D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Hollande, 222 p.
- Kain J. S. et J. M. Fritsch, 1993 : Convective parameterization for mesoscale model: The Kain-Fritsch scheme. The representation of cumulus convection in numerical models. *Meteor. Monogr.*, 46, 165-170.
- Kalnay E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gaudin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne et D. Joseph, 1996 : The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471.
- Kerry A. E., 1994 : *Atmospheric Convection*. Published by Oxford University Press US, 580 p.
- Mekonnen A., C. D. Thorncroft et A. R. Aiyer, 2006 : Analysis of convection and its association with african easterly waves. *J. Climate*, 13, 5405-5421.
- Mesinger F., 1984 : A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. *Riv. Meteor. Aeronaut.*, 44, 195-202.
- Rogers E., 1995 : The regional analysis system for the operational ETA model: Original 80 km configuration and recent changes. *Wea. Forecasting*, 10, 810-825.
- S n si S. et R.-M. Thepenier, 1997 : Indices d'instabilité et occurrence d'orage : cas de l' le-de-France. *La Météorologie*, 8^e série, 19, 18-33.
- Triplett J. P. et G. Roche, 1977 : *Météorologie générale*.  cole nationale de la météorologie, 2^e édition, 317 p.
- Yau M. K. et R. Rogers, 1989 : *Short course in cloud physics*, 3^e édition. Publié par Butterworth-Heinemann, 304 p.