



HAL
open science

Prévisibilité potentielle des variables climatiques à impact agricole en Afrique de l'Est et application au sorgho dans la région du mont Kenya

Joseph Boyard-Micheau

► **To cite this version:**

Joseph Boyard-Micheau. Prévisibilité potentielle des variables climatiques à impact agricole en Afrique de l'Est et application au sorgho dans la région du mont Kenya. Sciences de la Terre. Université de Bourgogne, 2013. Français. NNT : 2013DIJOS075 . tel-01124214

HAL Id: tel-01124214

<https://theses.hal.science/tel-01124214v1>

Submitted on 6 Mar 2015

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

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

UNIVERSITE DE BOURGOGNE

THÈSE

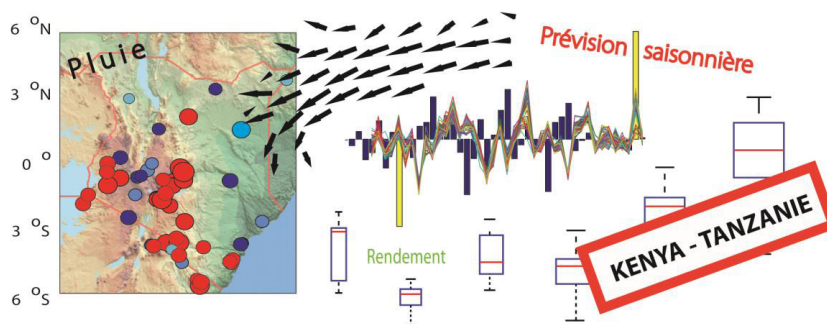
Pour obtenir le grade de
Docteur
de l'Université de Bourgogne

Discipline : Géographie (Climatologie)

Présentée et soutenue publiquement le 22 Novembre 2013 par

Joseph Boyard-Micheau

PREVISIBILITE POTENTIELLE DES VARIABLES CLIMATIQUES A IMPACT AGRICOLE EN AFRIQUE DE L'EST ET APPLICATION AU SORGHO DANS LA REGION DU MT KENYA



Directeur de thèse

Pierre CAMBERLIN

Jury

M. Gérard BELTRANDO	Professeur d'université Paris 7	Rapporteur
M. Benjamin SULTAN	Chargé de recherche IRD	Rapporteur
M. Christian BARON	Chercheur CIRAD	Examineur
M. Alain DURAND	Professeur d'université Rouen	Examineur
M. Vincent MORON	Professeur d'université Aix-Marseille	Examineur
Mme Nathalie PHILIPPON	Chargée de recherche CNRS	Examineur

REMERCIEMENTS

Une page se tourne mais le livre reste ouvert ! ... ce manuscrit de thèse représente un aboutissement matériel des recherches menées depuis les années de master jusqu'à aujourd'hui, mais il ne marque en rien la fin de mon investissement dans la recherche que j'espère sincèrement pouvoir poursuivre pendant encore de loooooongues années.

Mes premiers remerciements vont tout naturellement à mon 'Chef Pierre' qui depuis le master me guide le long de cette route au combien sinueuse qu'est la recherche ! Depuis la première année de master Pierre a toujours été présent, très à l'écoute de toutes mes idées farfelues (et il y en a eu) ! Il a su me remettre sur les rails quand je m'égarais et faire preuve d'une grande patience pour répondre à toutes mes sollicitations et inquiétudes. Encore merci pour l'investissement dont il a fait preuve pour la réussite de cette thèse.

Je n'oublie pas de remercier l'ANR PICREMAT dans laquelle s'intègre ce travail de thèse. Bien au-delà de l'aspect logistique et financier très appréciable, cette ANR m'a permis d'être immergé dans un projet pluridisciplinaire très enrichissant tant scientifiquement qu'humainement.

Un grand merci à Gérard Beltrando et Benjamin Sultan d'avoir accepté d'être les rapporteurs de ce travail, et à l'ensemble des examinateurs, Alain Durand, Nathalie Philippon, Vincent Moron et Christian Baron d'avoir accepté de les accompagner dans la lecture de ce court manuscrit.

Une pensée pour toute l'équipe du CRC, Bernard Fontaine qui m'a accueilli au CRC, Michèle et Coco pour les discussions et fou rires qui égayés les journées parfois moroses sous la grisaille Dijonnaise, 'Chef Pascal' pour m'avoir accompagné sur le chemin de l'enseignement (avec une pensée spéciale pour la cartographie automatique ©), Thierry, Yves, Albin, Les Benjamins, Nadège ... et tous ceux de passage, Amélia, Momo, Nicoco, Sam ...

Un coucou aux thésards et anciens thésards, Romain, Clémence, Cédric, Ju, Adrien, et nouvellement Basile. Je n'oublie pas mon compagnon de route 'Paulo' avec qui l'aventure a débuté voilà maintenant 6 ans. C'est l'histoire de deux types qui décident de quitter le sud-ouest pour venir étudier la climatologie à l'université de Bourgogne. Ils viennent du même endroit mais ne se connaissent pas ... enfin bref tout ça pour dire ... on a fait une thèse !

Je n'oublie pas les membres du département de Géographie qui ont dû subir eux aussi mes pîteries. Une pensée particulière pour Agnès avec qui les 'Bonjour comment tu vas ?' se terminent vite en longues et agréables discussions ; Rebecca pour cette 'relecture' très poussée de ma bibliographie (donc ça devrait être nickel hein ?! ©). Un coucou spécial pour mes compères Guillaume, enfin devrais-je dire Docteur Guillaume, et Justin qui débordé d'énergie et d'enthousiasme (faut essayer d'en garder un peu pour les derniers mois quand même !).

J'envoie plein de mercis à Maria et Flo qui m'ont chouchouté ces derniers mois, surtout lors de mes arrivées au labo à 6 heures du mat' ... les cafés, chocolatinés et grands sourires étaient là pour m'accueillir.

Une pensée pour les stagiaires qui sont intervenus au cours de ce travail de thèse, Elisa Petit et Antoine Adge qui a lui aussi attrapé le virus 'recherche' ... Bon courage à eux pour la suite de leurs études.

Et bien évidemment ... une pensée toute particulière pour ma famille qui a toujours été à mes côtés. Vous avez toujours su trouver les mots pour me faire avancer, quelles que soient les difficultés rencontrées.

Merci à vous ...

RESUME - Prévisibilité potentielle des variables climatiques à impact agricole en Afrique de l'Est et application au sorgho dans la région du Mt Kenya

Dans les pays du Sud ruraux et à faibles revenus, la vulnérabilité des zones agricoles pluviales, face à la variabilité pluviométrique, nécessite de trouver des solutions efficaces pour limiter les effets des aléas climatiques sur les récoltes. La prévision des caractéristiques des saisons des pluies quelque temps avant leur démarrage devrait aider à l'établissement de stratégies agricoles d'adaptation aux aléas pluviométriques. C'est à cet objectif que s'attache ce travail, appliqué à l'Afrique de l'Est (Kenya et nord de la Tanzanie), et articulé en 3 parties :

- Définir et comprendre le comportement des descripteurs intra saisonniers (DIS) qui feront l'objet de l'étude de prévisibilité. Un travail spécifique a permis le développement d'une nouvelle approche méthodologique dans la manière de définir les démarrages (DSP) et fins (FSP) de saisons des pluies à l'échelle régionale. Cette approche basée sur une analyse multivariée, permet de s'affranchir des choix subjectifs de seuils pluviométriques imposés par les définitions communément utilisées en agro-climatologie. Une analyse de cohérence spatiale à l'échelle inter annuelle montre que, pour les deux saisons des pluies (long rains et short rains), le cumul saisonnier et le nombre de jours de pluie présentent une forte cohérence spatiale, tandis qu'elle est plus modérée pour le démarrage et fin des saisons et faible pour l'intensité quotidienne moyenne.
- Analyser la prévisibilité des DIS aux 2 échelles spatiales régionale et locale en s'appuyant sur les simulations numériques du modèle climatique global ECHAM 4.5. Les précipitations quotidiennes simulées par le modèle, même après correction des biais, ne permettent pas d'appréhender correctement la variabilité interannuelle des DIS. Une spécification de la variabilité des DSP et FSP menée par le biais de modèles statistiques construits à partir d'indices climatiques observés, présuppose une prévisibilité modérée des deux descripteurs à l'échelle locale (régionale), et cela quelle que soit la saison. Le développement de modèles statistico-dynamiques à partir des champs de vents simulés par ECHAM 4.5, en mode forcé par les températures marines observées d'une part et prévues d'autre part, montre également des performances faibles localement et régionalement.
- Explorer la manière dont la variabilité spatio-temporelle des paramètres climatiques et environnementaux module la variabilité des rendements de sorgho. Ces rendements sont simulés par le modèle agronomique SARRA-H à partir de données climatiques observées (1973-2001) dans 3 stations localisées à différentes altitudes le long des pentes orientales du Mt Kenya. Le cumul précipité et la durée de la saison expliquent une part importante de la variabilité des rendements. D'autres variables apparaissent comme jouant un rôle non négligeable ; le nombre de jours de pluies, l'intensité quotidienne moyenne ou encore certains DIS relatifs à l'organisation temporelle des pluies au sein d'une saison en font partie. L'influence des autres variables météorologiques est seulement visible pour les 'long rains' avec une covariation négative entre les rendements et les températures maximales ou, le rayonnement global. La date de semis semble jouer un rôle dans la modulation des rendements pour les stations de haute et moyenne altitudes, mais avec des différences notables entre les deux saisons des pluies.

Mots clés : Afrique de l'Est, descripteurs pluviométriques intrasaisonniers, prévisibilité potentielle, ECHAM 4.5, démarrage/fin de saison des pluies, rendements agricoles, sorgho, SARRA-H

ABSTRACT - Potential predictability of crop impacting climate variables for East Africa and application to sorghum in the Mt Kenya area.

In Southern countries with rural low income populations, the vulnerability of rainfed agriculture to rainfall variability requires effective solutions to mitigate the effects of climatic hazards on crops. Predicting the characteristics of rainy seasons some time before they start should help the establishment of agricultural adaptation strategies to rainfall hazards. This is the objective of the present study, focused on East Africa (Kenya and northern Tanzania), and divided in three parts:

- Define and document intra-seasonal descriptors (ISD) that will be considered in the predictability study. A new methodological approach has been developed in order to define the onset date (ORS) and the cessation date (CRS) of the rainy seasons at the regional level. Based on a multivariate analysis, it eliminates the subjective choice of rainfall thresholds imposed by the definitions commonly used in agroclimatology. An analysis of spatial coherence at interannual time-scale shows that for the two rainy seasons ("long rains" and "short rains"), the seasonal amount and the number of rainy days have a high spatial coherence, while it is medium for the onset and cessation dates and low for the average daily rainfall intensity.
- Analyze the predictability of the ISD at both regional and local scales based on numerical simulations from the global climate model ECHAM 4.5. Daily precipitation simulated by the model, even after bias correction, do not correctly capture the IDS interannual variability. A specification of the ORS and CRS variability using statistical models applied to observed climate indices, suggests quite a low predictability of the descriptors at the local (regional) scale, regardless of the season. The development of statistical-dynamical models from wind fields simulated by ECHAM 4.5, in experiments forced by either observed or predicted sea temperatures, also shows quite poor skills locally and regionally.
- Explore how the space-time variability of climatic and environmental factors modulate the variations of sorghum yields. Crop yields are simulated by the agronomic model SARRA-H using observed climate data (1973-2001) at three stations located at different elevations along the eastern slopes of Mt Kenya. The seasonal rainfall accumulation and the duration of the season account for a large part of the yields variability. Other rainfall variables also play a significant role, among which the number of rainy days, the average daily intensity and some ISD related to the temporal organization of rainfall within the season. The influence of other meteorological variables is only found during the long rains, in the form of a negative correlation between yields and both maximum temperature and global radiation. Sowing dates seem to play a role in modulating yields for high and medium altitude stations, but with notable differences between the two rainy seasons.

Keywords: East Africa, intra-seasonal rainfall descriptors, potential predictability, ECHAM 4.5, onset / cessation of the rainy season, crop yields, sorghum, SARRA -H

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1 - CADRE DE L'ETUDE : DONNEES, CONTEXTES GEOCLIMATIQUE ET AGRICOLE EST-AFRICAINS	9
1.1 – LES DONNEES CLIMATIQUES	10
1.1.1 – <i>Les précipitations quotidiennes observées</i>	10
1.1.1.1 – Caractéristiques du réseau de stations	10
1.1.1.2 – Diagnostic qualitatif de la base de données de précipitations quotidiennes	12
1.1.1.3 – Traitement des valeurs manquantes	17
a) Etat de l'art	17
b) Méthodologie	18
c) Résultats : performances de reproduction des pluies quotidiennes	21
d) Validation des performances sur des variables pluviométriques intra saisonnières	24
1.1.2 – <i>Les variables météorologiques autres que les précipitations</i>	29
1.1.3 – <i>Les températures de surface océanique (TSO)</i>	31
1.1.3.1 – Fichier HADISST	32
1.1.3.2 – Indices océano-atmosphériques	32
a) L'océan Pacifique	32
b) L'océan Atlantique	34
c) L'océan Indien	35
1.1.4 – <i>Les réanalyses atmosphériques ERA 40</i>	35
1.1.5 – <i>Les simulations numériques du Modèle de Circulation Générale Atmosphérique (MCGA) ECHAM 4.5</i>	36
1.1.5.1 – Principe et fonctionnement d'un MCGA	37
1.1.5.2 – Les simulations du MGCA ECHAM 4.5	39
1.2 – LE CONTEXTE GEOCLIMATIQUE ET AGRICOLE EST-AFRICAIN	41
1.2.1 – <i>Topographie et hydrographie</i>	41
1.2.2 – <i>Climatologie de l'Afrique de l'Est</i>	44
1.2.2.1 – Pluviométrie	44
a/ Distribution spatiotemporelle moyenne des précipitations	44
b/ Variabilité interannuelle	49
1.2.2.2 – Circulation atmosphérique moyenne	50
1.2.3 – <i>Occupation du sol et agriculture</i>	55
1.2.3.1 - Zonage agroclimatique et occupation / utilisation du sol	55
1.2.3.2 - L'agriculture est-africaine	56
1.3 - SYNTHÈSE DE CHAPITRE	59
CHAPITRE 2 - CHOIX, DEFINITION ET DIAGNOSTIC DES DESCRIPTEURS PLUVIOMETRIQUES INTRASAISSONNIERS	61
2.1 – DEFINITIONS	62
2.1.1 – <i>Les composantes d'une saison des pluies</i>	62
2.1.2 – <i>Le démarrage de la saison</i>	64
2.1.2.1 – État des connaissances	64
a) Définitions dynamiques	65
b) Définitions fondées sur des critères pluviométriques	66
2.1.2.2 – Définitions retenues dans ce travail	68
a) Le démarrage local de la saison: une même définition pour toutes les stations ?	68
b) Le démarrage régional : une combinaison de démarrages locaux ?	73
2.1.3 – <i>Fin de saison (FSP)</i>	79
2.1.3.1 – État des connaissances	79
2.1.3.2 – Définitions retenues dans ce travail	80
2.1.4 – <i>Les autres descripteurs saisonniers et intrasaisonniers</i>	83
2.1.4.1 – Le cumul saisonnier (CUM)	83
2.1.4.2 – Le nombre de jours de pluie (NJP) et la fréquence des jours de pluie (FJP)	83
2.1.4.3 – Intensité quotidienne moyenne (INT)	83
2.1.4.4 – Statistiques relatives aux épisodes secs	84
2.1.4.5 – Longueur moyenne des épisodes secs	86
2.1.4.6 – Nombre de jours secs présents dans les longs épisodes secs (NJS_IES)	86

2.2 – COMPORTEMENT DES DIS	86
2.2.1 – <i>La saison des long rains</i>	87
2.2.1.1 – Chronologie et longueur de la saison des pluies.....	88
a) DSP	88
b) FSP.....	90
c) La longueur moyenne de la saison des pluies (LSP).....	90
2.2.1.2 – Les autres propriétés de la saison des pluies	92
a) Le cumul saisonnier.....	92
b) Le nombre de jours de pluie.....	93
c) L'intensité quotidienne moyenne.....	94
d) Nombre d'épisodes secs (nbES) et longueur moyenne des épisodes secs (ImES)	96
e) Nombre de jours secs dans les longs épisodes secs	98
2.2.2 – <i>La saison des short rains</i>	98
2.2.2.1 – Chronologie et longueur de la saison des pluies.....	100
a) DSP	100
b) FSP.....	101
c) La longueur moyenne de la saison des pluies (LSP).....	102
2.2.2.2 – Les autres propriétés de la saison des pluies	104
a) Le cumul saisonnier.....	104
b) Le nombre de jours de pluie.....	105
c) Intensité quotidienne moyenne	106
d) Nombre d'épisodes secs (nbES) et longueur moyenne des épisodes secs (ImES)	107
e) Nombre de jours secs dans les longs épisodes secs	108
2.3 – ANALYSE DE COHERENCE SPATIALE DES DIS.....	109
2.3.1 – <i>Les indicateurs statistiques de cohérence spatiale</i>	110
2.3.1.1 – Le nombre de degrés de liberté dans l'espace (DOF).....	110
2.3.1.2 – La variance interannuelle de la moyenne des anomalies standardisées (var(SAI))	111
2.3.2 – <i>Résultats</i>	112
2.3.2.1 – La saison des <i>long rains</i>	112
2.3.2.2 – La saison des <i>short rains</i>	119
2.3.2.3 – Évolution de la cohérence spatiale tout au long de l'année.....	123
2.3.2.4 – Variation de la cohérence spatiale en fonction des critères de définition des saisons des pluies.....	124
2.4 – SYNTHÈSE DE CHAPITRE	127
CHAPITRE 3 - CHAMPS OCEANO-ATMOSPHERIQUES ASSOCIES A LA VARIABILITE INTERANNUELLE DES DESCRIPTEURS PLUVIOMETRIQUES.....	131
3.1 – LIENS ENTRE LES PRECIPITATIONS EST-AFRICAINES ET LES GRANDS MODES DE VARIABILITE OCEANO-ATMOPHERIQUE : ETAT DES CONNAISSANCES.....	132
3.1.1 – <i>L'océan Pacifique</i>	133
3.1.2 – <i>L'océan Indien</i>	134
3.1.3 – <i>L'océan Atlantique</i>	135
3.2 – ANALYSE DES RELATIONS ENTRE LES DIS DES <i>LONG RAINS</i> ET LES CHAMPS OCEANO-ATMOSPHERIQUES	136
3.2.1 – <i>Liens avec les indices océaniques et atmosphériques préétablis</i>	136
3.2.1.1 – DSP.....	136
3.2.1.2 – FSP	137
3.2.1.3 – CUM et NJP	138
3.2.2 – <i>Liens avec les champs atmosphériques mensuels</i>	140
3.2.2.1 – DSP.....	141
a) DSP précoces	141
b) DSP Tardifs.....	143
3.2.2.2 – FSP	145
a) FSP précoces.....	145
b) FSP tardifs.....	147
3.3 – ANALYSE DES RELATIONS ENTRE LES DIS DES <i>SHORT RAINS</i> ET LES CHAMPS OCEANO-ATMOSPHERIQUES	150
3.3.1 – <i>Liens avec les indices océaniques et atmosphériques préétablis</i>	150
3.3.1.1 – DSP.....	150
3.3.1.2 – FSP	151
3.3.1.3 – CUM et NJP	152
3.3.2 – <i>Liens avec les champs atmosphériques mensuels</i>	154
3.3.2.1 – DSP.....	154

a) DSP précoces	154
b) DSP tardifs	155
3.3.2.2 – FSP	157
a) FSP précoces.....	157
b) FSP tardifs.....	158
3.4 – SYNTHESE DE CHAPITRE	160
CHAPITRE 4 - PREVISIBILITE DES DESCRIPTEURS INTRASAISONNIERS A PARTIR DE SIMULATIONS NUMERIQUES ECHAM 4.5	162
4.1 – PREVISIBILITE DES DIS A PARTIR DES PRECIPITATIONS QUOTIDIENNES SIMULEES PAR ECHAM 4.5	163
4.1.1 – <i>Diagnostic des précipitations simulées brutes</i>	163
4.1.1.1 - Cycle saisonnier moyen des précipitations (1961 – 2001)	163
4.1.1.2 - Capacités d'ECHAM 4.5 à reproduire les pluies quotidiennes Est Africaines	166
4.1.2 – <i>Diagnostic des DIS calculés à partir des pluies calibrées</i>	168
4.1.2.1 – Calibration des précipitations simulées par ECHAM 4.5	168
4.1.2.2 – Qualité des DIS calculés à partir des pluies calibrées ECHAM 4.5	169
a) Les DIS calculés pour les long rains.....	170
b) Les DIS calculés pour les short rains	179
4.2 – REPRODUCTION DE LA DYNAMIQUE ATMOSPHERIQUE PAR ECHAM 4.5.....	186
4.2.1 – <i>Dynamique atmosphérique associée aux long rains</i>	187
4.2.1.1 – Champs de vents moyens mensuels (février-mai)	187
4.2.1.2 – Champs de vents moyens mensuels (septembre-décembre)	189
4.2.2 – <i>Capacité d'ECHAM 4.5 à reproduire les champs de vent associés à la variabilité des pluies est-africaines</i>	191
4.2.2.1 – Les <i>long rains</i>	192
a) DSP précoces	192
b) DSP tardifs	193
4.2.2.2 – Short rains.....	194
a) DSP précoces	194
b) DSP tardifs	195
4.3 – ETUDE DE PREVISIBILITE DES DIS A PARTIR DES CHAMPS OCEANO-ATMOSPHERIQUES.....	196
4.3.1 – <i>Méthodologie</i>	196
4.3.1.1 – Démarche générale.....	197
a) Les étapes analytiques principales	197
b) Le modèle statistico-dynamique (MOS)	198
4.3.1.2 – Prévision régionale : régression linéaire multiple pas-à-pas (RLM).....	200
a) Principes généraux	200
b) Application	201
c) Colinéarité des prédicteurs.....	202
4.3.1.3 - L'analyse des corrélations canoniques (ACC)	203
a) Principes généraux	203
b) Application	204
4.3.2 – <i>Prévisibilité des descripteurs des long rains</i>	205
4.3.2.1 - Echelle régionale	205
a) Prédicteurs potentiels : indices climatiques régionaux.....	205
b) Spécification des prédicteurs à partir des indices ERA 40 en synchrone	207
c) Prévision rétrospective des DIS des long rains à partir des indices ECHAM 4.5.....	211
4.3.2.2 –Echelle locale	215
a) Spécification : ACC à partir des champs de vent ERA40	215
b) Potentiel de prévision d'ECHAM 4.5 : MOS à partir des simulations forcées par les TSO observées	218
c) Prévisibilité effective d'ECHAM 4.5 : MOS à partir des simulations prévues	220
4.3.3 – <i>Prévisibilité des descripteurs des short rains</i>	222
4.3.3.1 - Echelle régionale	222
a) Choix et définition des prédicteurs potentiels.....	222
b) Spécification des prédicteurs à partir des indices ERA 40 en synchrone	224
c) – Prévision rétrospective des DIS des short rains à partir des indices ECHAM 4.5	226
4.3.3.2 - Echelle locale	231
4.4 - SYNTHESE DE CHAPITRE	231

CHAPITRE 5 - EFFETS DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE SUR LES RENDEMENTS AGRICOLES SIMULES PAR LE MODELE SARRA-H : CAS DU SORGHO DANS LA REGION EST DU MONT KENYA	234
5.1 – CONTEXTUALISATION : SITES, DONNEES ET METHODOLOGIE	235
5.1.1 – <i>Le mont Kenya : un modèle d'étagement agroclimatique</i>	235
5.1.2 – <i>Sites retenus</i>	237
5.1.3 – <i>Régimes thermopluviométriques et caractéristiques comparées des saisons des pluies</i>	239
5.1.3.1 - Distribution annuelle moyenne : pluies et températures	239
5.1.3.2 - Les descripteurs pluviométriques intra saisonniers	240
5.2 – METHODE : MODELE SARRA-H ET PROTOCOLES EXPERIMENTAUX	242
5.2.1 – <i>Le modèle SARRA-H</i>	242
5.2.1.1 – Présentation générale.....	243
5.2.1.2 – Principes de fonctionnement	244
5.2.2 – <i>Protocoles expérimentaux</i>	249
5.3 – DATES DE SEMIS REUSSIS	251
5.4 – RENDEMENTS DE SORGHO POTENTIELS SUR LA PERIODE 1973-2001	252
5.5 – IMPACT DES VARIABLES CLIMATIQUES ET ENVIRONNEMENTALES SUR LES RENDEMENTS DU SORGHO	256
5.5.1 – <i>Relations entre les rendements et les DIS des précipitations</i>	257
5.5.2 – <i>Relations entre les rendements et les autres variables météorologiques</i>	259
5.5.3 – <i>Relations entre les rendements et les dates de semis réussis</i>	261
5.5.4 – <i>Bilan du rôle individuel des variables climatiques et pédologiques dans la variabilité des rendements du sorgho</i>	262
5.6 – IMPACT DES COMBINAISONS DE VARIABLES CLIMATIQUES SUR LES RENDEMENTS DU SORGHO	264
5.6.1 – <i>Méthodologie</i>	264
5.6.2 – <i>Simulations des rendements du sorgho pour les long rains 1973-2001</i>	266
5.6.3 – <i>Simulations des rendements de sorgho pour les short rains 1973-2001</i>	270
5.7 - SYNTHÈSE DU CHAPITRE 5.....	273
CONCLUSIONS & PERSPECTIVES	275
TABLE DES ILLUSTRATIONS	300
LISTE DES TABLEAUX	315
ANNEXES.....	323

LISTE DES ACRONYMES

ACC	: Analyse des Corrélations Canoniques
DEMETER	: Development of a European Multimodel Ensemble system for seasonal-to-inTERannual prediction
DIS	: Descripteurs Intra Saisonniers
DMI	: Dipôle Mode Index
ECHAM	: European Centre HAmбург Model
ENSO	: El Niño Southern Oscillation
ERA	: ECMWF Re-Analysis
HadISST	: Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature
HSS	: Heidke Skill Score
IOD	: Indian Ocean Dipole
LR	: Long Rains (en Afrique de l'est, saison des pluies de printemps boréal)
MEI	: Mode ENSO Index
MGC(A)	: Modèle de Circulation Générale (Atmosphérique)
MNT	: Modèle Numérique de Terrain
NAO	: Nord Atlantic Oscillation
PICREVAT	: Prévisibilité de l'Information Climatique pour la REduction de la Vulnérabilité de l'Agriculture Tropicale
RLM	: Régression Linéaire Multiple
RLS	: Régression Linéaire Simple
RMSE	: Root Mean Square Error
SOI	: Southern Oscillation Index
SR	: Short Rains (en Afrique de l'est, saison des pluies d'automne boréal)
SRTM	: Shuttle Radar Topography Mission
TNA / TSA	: Tropical North Atlantic / Tropical South Atlantic
TSO	: Températures de Surface Océanique
ZCIT	: Zone de Convergence InterTropicale

INSTITUTIONS

ANR	: Agence Nationale de la R echerche
CEPMMT	: Centre E uropéen de P révision M étéorologique à M oyen T erme
CIRAD	: Centre de coopération I nternational en R echerche A gronomique pour le D éveloppement
CRC	: Centre de R echerche de C limatologie
ECMWF	: E uropean C entre for M edium range W eather F orecasting
FAO	: F ood and A griculture O rganization of the United Nations
ICPAC	: I nternational C limate P rediction and A pplications C entre
IGAD	: I nter G overnmental A uthority for D evelopment
JICA	: J apan I nternational C o-operation A gency
KMD	: K enya M eteorological D epartment
KARI	: K enya A gricultural R esearch I nstitute
NOAA	: N ational O ceanographic and A tmospheric A dmistration
TMA	: T anzania M eteorological A gency

VARIABLES CLIMATIQUES ET DESCRIPTEURS INTRA SAISONNIERS

CUM	: CUM ul saisonnier
DSP	: D émarrage de S aison des P luies
FSP	: F in de S aison des P luies
Hmoy	: H umidité relative moyenne
INT	: I NTensité quotidienne de précipitations
nbES	: n ombre d' E pisodes S ecs
nbEP	: n ombre d' E pisodes P luvieux
NJP	: N ombre de J ours de P luies
Rg	: R ayonnemnt global
Tmax	: T empératures m aximales à 2 m
Tmin	: T empératures m inimales à 2 m
Vt	: V ent

INTRODUCTION

1 – Contexte d'étude

Au sein de la zone tropicale, l'Afrique regroupe une bonne partie des Pays les Moins Avancés (PMA). La forte démographie qui les concerne, combinée à leur faible niveau de développement économique et humain, les rend particulièrement vulnérables à l'aléa climatique. En Afrique orientale tropicale, les populations sont dans leur grande majorité dépendantes des milieux qu'elles occupent (Ker, 1995). Il s'agit soit d'éleveurs vivant du pastoralisme, soit de cultivateurs (Recha, 2010). Dans cette région du monde, plus de 60 % de la population travaillent ainsi dans le secteur agricole (Dixon et al., 2001). L'agriculture est également un secteur majeur dans l'économie nationale, qui représente par exemple au Kenya 30 % du produit intérieur brut et près de 60 % des recettes d'exportation (ICPAC, 2006). Les exploitations agricoles, comme 80 % d'entre elles en Afrique, sont des exploitations familiales de très petite taille (Altieri, 2008, 2009), mais dont l'importance est considérable puisqu'elles représentent au Kenya près de 75 % de la production agricole totale et 70 % des produits mis sur le marché (Hickey et al., 2012). La plupart des agriculteurs y pratiquent une agriculture pluviale, ce qui fait des précipitations un facteur déterminant pour la réussite des cultures (Wallace, 1991 ; Meinke et Stone, 2005). La variabilité pluviométrique importante dans ces régions (plus forte, à précipitations moyennes égales, que dans les autres régions semi-arides d'Afrique [Camberlin, 2010]), expose donc les populations à de grands risques (Ogallo et al., 2000) et peut conduire à des catastrophes sanitaires majeures, comme ce fut le cas lors des grandes inondations de 1961 et 1997, ou encore lors des sécheresses de 1984, 1999-2001, 2005-2006 et 2010-2011 (Dutra et al., 2012 ; Mwangi et al., 2013), enregistrées dans l'ensemble de la Corne de l'Afrique.

Le cumul saisonnier : la variable la plus étudiée

Longtemps le cumul pluviométrique saisonnier a été considéré comme la variable représentative de la qualité d'une saison des pluies. Beaucoup de travaux de recherche entrepris sur les précipitations en Afrique de l'Est se sont concentrés sur l'analyse et la compréhension de la variabilité des cumuls annuels (Nicholson et Entekhabi, 1986 ; Nicholson, 2000 ; Indeje et Semazzi, 2000 ; Neng et al., 2002 ; Clark et al. 2003 ; Omondi et al., 2009), et plus fréquemment saisonniers (Davies, 1985 ; Ogallo et al., 1988 ; Ogallo, 1988, 1989 ; Beltrando et Duchiron, 1996 ; Sun et al., 1999 ; Hastenrath, 2000 ; Indeje et al., 2000 ; Nicholson and Selato, 2000 ; Camberlin et al., 2001 ; Schreck et Semazzi, 2004 ; Black, 2003, 2005 ; Marchant et al. 2006 ; McHugh, 2004, 2006 ; Zablone et Ogallo, 2008, parmi d'autres). Cette abondance de résultats a permis à la communauté scientifique d'appréhender la prévision de ces cumuls pour fournir des informations probabilistes sur la qualité de la saison à venir. La prévisibilité saisonnière est prioritairement associée au forçage de l'atmosphère par les températures de surface des océans (TSO), notamment le phénomène El Niño Southern Oscillation (ENSO) dans le Pacifique tropical. Les modèles de prévision statistique développés (Thiaw et Barnston, 1996 ; Mutai et al., 1998 ; Mutai, 2000 ; Camberlin et Philippon, 2002 ; Philippon et al., 2002, ou plus récemment Rourke, 2011, parmi d'autres) ne permettent toutefois pas de fournir d'informations aux échelles spatio-temporelles fines. Or, l'échelle saisonnière ne correspond pas obligatoirement aux attentes des agriculteurs, et pas nécessairement non plus au forçage des rendements agricoles.

Les agriculteurs face à la variabilité pluviométrique

La variabilité d'éléments de la saison des pluies tels que les dates de démarrage et/ou de fin de saison des pluies (Ati et al., 2002) ou encore l'occurrence des épisodes secs (Usman et al, 2004) peut affecter négativement la production agricole, et les agriculteurs le perçoivent parfaitement. Plusieurs études sociologiques réalisées dans différentes régions du monde montrent que les agriculteurs considèrent le climat, et particulièrement la variabilité intrasaisonnière des pluies, comme un élément déterminant pour la réussite des cultures et le maintien de conditions de vie acceptables. Que ce soit en Afrique de l'Ouest (Ingram et al., 2002 ; Barbier et al., 2008), en Afrique de l'Est (Speranza et al., 2008 ; Slegers, 2008 ; Mwongera, 2012), en Afrique du Sud (Thomas et al., 2007) ou en Amérique du Sud par exemple (Hernandez et al., 2013), dans la majorité des cas les agriculteurs associent la

sécheresse à de mauvaises récoltes et à une dégradation de leurs conditions de vie. Les résultats d'enquêtes montrent également que beaucoup d'entre eux expriment un grand intérêt pour recevoir une prévision des précipitations ne se résumant plus au seul cumul saisonnier.

Une information climatique adaptée aux besoins des agriculteurs

Le cumul saisonnier ne représente pas une information suffisante pour le secteur agricole dans la mesure où une saison qui présente un fort cumul peut contenir de longs épisodes secs potentiellement néfastes au bon développement des cultures (Tennant et Hewitson, 2002) surtout s'ils interviennent durant la phase de floraison ou de remplissage des grains (Sultan et al., 2005). En complément du cumul, des variables telles que la distribution intrasaisonnière des pluies ou les dates de démarrage/fin de saison doivent être prises en considération car elles influencent les rendements et déterminent le calendrier agricole (Sivakumar, 1988 ; Marracchi et al., 1993). Le démarrage de la saison des pluies est une variable clé et les agriculteurs perçoivent sa prévision comme un outil d'aide précieux dans la planification agricole (Jones et al., 2000 ; Ingram et al., 2002). Le programme Famine Early Warning System (FEWS) soutenu par l'USAID (United States Agency for International Development) estime également que la prévision de la date de démarrage de la saison des pluies est un élément essentiel pour le développement d'outils d'aide à la décision (Verdin et al., 2000 ; Tadesse et al., 2008). Des travaux réalisés dans différentes régions d'Afrique tropicale ont montré l'existence de relations significatives entre des variables telles que le démarrage, la fin ou l'organisation des épisodes secs/pluvieux et les rendements agricoles (Stewart et Hash, 1982 ; Sivakumar, 1992 ; Oladipo et Kyari, 1993 ; Barrow et al., 2003 ; Barrow, 2004 ; Balme, 2004 ; Sultan et al., 2005 ; Marteau, 2010). En Afrique de l'Est, Barron et al. (2003), travaillant sur deux districts semi-arides du Kenya, ont estimé qu'une sécheresse prolongée pendant la phase de floraison du maïs peut provoquer jusqu'à 75 % de réduction du rendement maximal prévu. Comme le souligne Sharma (1996), la prévision, avant le démarrage des saisons des pluies, des différentes caractéristiques de ces dernières apparaît indubitablement comme un moyen d'aider à l'établissement de stratégies agricoles d'adaptation face aux aléas pluviométriques.

La caractérisation des propriétés des saisons des pluies

La qualité d'une saison des pluies ne se résume donc pas uniquement à son cumul mais davantage à des variables qui structurent ce cumul saisonnier et qui sont potentiellement

influentes sur l'établissement des rendements agricoles. Le cumul saisonnier peut être considéré comme la combinaison de plusieurs descripteurs intrasaisonniers (DIS), à savoir le produit du nombre de jours de pluie et de l'intensité quotidienne moyenne des précipitations intégrées sur une saison dont la durée est calculée entre une date de démarrage de la saison et une date de fin de saison : $\text{cumul} = (\text{date de fin} - \text{date de démarrage} + 1) * \text{nombre de jours de pluie} * \text{intensité quotidienne}$.

Les variations intrasaisonniers font de plus en plus partie des préoccupations de la communauté scientifique. En Afrique de l'Est, Alusa et Mushi (1974) ont publié les premières cartes des dates moyennes de démarrage, de fin et de durée des saisons des pluies. Okoola (1999) montre que les flux d'ouest équatoriaux agissent comme un déclencheur des premières pluies suffisamment intenses pour initier la longue saison des pluies au Kenya durant le printemps boréal. Camberlin et Okoola (2003) montrent que le démarrage de cette saison présente une forte variabilité interannuelle, contrairement à la fin de saison qui semble plus stable. Ils suggèrent qu'une modification du gradient de pression entre les bassins océaniques Atlantique et Indien serait favorable à l'intensification des flux d'est qui ralentissent l'extension de la branche méridionale de la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT) vers l'ouest, retardant par conséquent le démarrage de la saison des pluies au cours du printemps boréal. Au Kenya, la prévisibilité potentielle du démarrage, de la fin, du cumul saisonnier, du nombre de jours pluvieux et de l'intensité, a par ailleurs été documentée via des analyses de cohérence spatiale (Moron et al., 2007 ; Camberlin et al., 2009). Néanmoins, peu de travaux s'intéressent aux autres descripteurs intrasaisonniers de la distribution des pluies au cours de la saison. Gitau (2011) et Gitau et al. (2008, 2012) ont consacré leurs recherches au diagnostic et à l'analyse de la prévisibilité des épisodes secs et pluvieux en Afrique de l'Est, sans prendre en compte la variabilité des dates de début et fin de saison.

2 – Cadre institutionnel et problématique de la thèse

Ce travail de thèse s'intègre dans l'ANR PICREVAT (Prévisibilité de l'Information Climatique pour la REDuction de la Vulnérabilité de l'Agriculture Tropicale) dont l'objectif principal consiste à « définir, tester et valider une méthodologie intégrée afin de combler le hiatus spatiotemporel entre les prévisions climatiques saisonnières (...), à l'échelle régionale, et l'information pluviométrique à l'échelle intrasaisonnaire et locale nécessaire afin d'améliorer la capacité d'adaptation des agriculteurs »¹.

¹ Rapport à 30 mois du projet PICREVAT

PICREVAT est un projet de recherche construit à l'interface entre l'Environnement et les Sociétés, et qui porte sur les interactions entre le climat, les activités agricoles et les populations (Fig. 1). Il inclut trois grands axes de recherche : (i) l'évaluation des attentes, des besoins en information climatique des utilisateurs finaux ; (ii) l'analyse du forçage climatique sur les rendements agricoles à plusieurs échelles spatiotemporelles (Fig. 1, flèche 4) ; et, enfin, (iii) l'analyse de la prévisibilité potentielle de l'information climatique impliquée dans la structuration des rendements agricoles et/ou attendue par les utilisateurs finaux (Fig. 1, flèches 2 et 3).

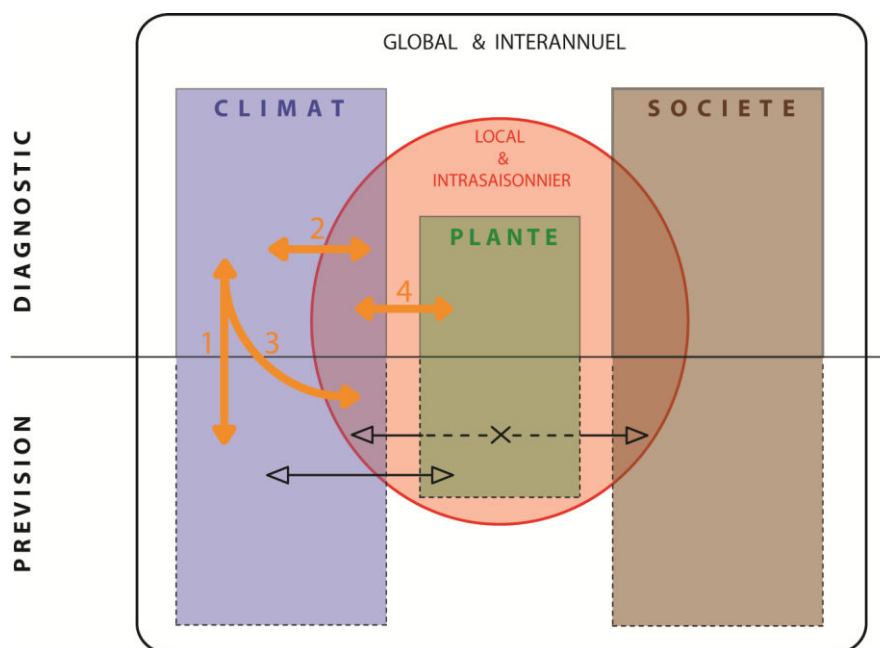


Figure 1 : Positionnement de la thèse par rapport au questionnement inhérent au projet PICREVAT. Les flèches matérialisent les principales interactions climat-agriculture-société auxquelles le projet *PICREVAT* s'intéresse ; en orangé numéroté apparaissent les différents points considérés dans ce travail de thèse.

Les recherches menées au cours de cette thèse doivent permettre d'apporter une contribution aux problématiques soulevées par les deux derniers axes (ii) et (iii) du projet PICREVAT. L'application portera sur une région qui regroupe le Kenya et le nord-est de la Tanzanie. Comme énoncé précédemment, cette région combine une forte variabilité spatiotemporelle des précipitations, organisées en deux brèves saisons des pluies, et un système économique vulnérable, très dépendant de l'agriculture pluviale.

Au-delà du cadre est-africain, l'objectif principal de cette thèse est d'investiguer le passage de prévisions climatiques d'échelles saisonnière et régionale à de l'information d'échelle intrasaisonnière et locale nécessaire aux agriculteurs tropicaux afin de diminuer leur vulnérabilité face à la variabilité climatique.

Pour aborder cette question, il est nécessaire de raisonner à la fois à l'échelle large (globale/sub-continentale, en l'occurrence l'Afrique de l'Est et ses liens avec le système climatique global) et locale (pour les applications agroclimatiques, en l'occurrence la région du mont Kenya). Le flanc oriental du mont Kenya est en effet objet d'un diagnostic spécifique dans PICREVAT, et est particulièrement intéressant par ses gradients climatiques locaux (Fig. 1, flèche 3) et par l'acuité des problèmes de sécurité alimentaire. Pour tenter d'apporter des éléments de réponse pertinents, la problématique générale sera décomposée en trois parties :

- **Définir et comprendre le comportement des descripteurs intrasaisonniers (DIS) des saisons des pluies**
 - Quels sont les DIS permettant de décrire au mieux la structuration des saisons des pluies ?
 - Comment se définissent-ils aux échelles locale et régionale ?
 - Quelle est l'organisation spatiale des DIS (phasage des pluies, fréquence et intensité des événements, organisation temporelle, etc...) dans l'espace Kenya-Tanzanie du Nord pour chacune des deux saisons des pluies ?

- **Analyser la prévisibilité potentielle des descripteurs intrasaisonniers, définie comme la part de leur variabilité susceptible d'être prévue, aux deux échelles spatiales régionale et locale**
 - Quelle est l'échelle spatiale de variation interannuelle (autrement dit la cohérence spatiale) de chacun des DIS ?
 - Quelles sont les anomalies des champs climatiques globaux, notamment de la température marine, associées à la variabilité interannuelle des DIS (par exemple, aux années de démarrage tardif ou précoce de la saison des pluies) ?
 - Les simulations provenant des modèles globaux de climat (GCM) sont-elle capables de reproduire directement les DIS et leur variabilité interannuelle ?
 - Dans le cas contraire, le développement de modèles statistico-dynamiques à partir des champs de vents simulés par les GCM, permet-il de mieux prévoir la variabilité des DIS ?

- **Explorer la manière dont la variabilité spatio-temporelle des paramètres climatiques et environnementaux module les rendements agricoles. Cette question sera traitée en considérant, dans la région du mont Kenya, l'exemple du sorgho, céréale secondaire mais localement importante en matière de sécurité alimentaire.**
- Quelles variables climatiques et notamment quels DIS, modulent les rendements du sorgho ?
- Comment cette modulation s'organise-t-elle dans l'espace, en fonction notamment de l'étagement altitudinal et des paramètres pédologiques ?

3 – Organisation du mémoire

La démarche analytique menée au cours de ce travail ainsi que les principaux résultats sont présentés au travers de cinq chapitres.

Le **premier chapitre** est consacré à la description des éléments essentiels à la réalisation des travaux menés au cours de cette thèse, à savoir les données et les caractéristiques physiques et climatiques de la région Kenya-Tanzanie du nord.

Le **deuxième chapitre** consiste à définir, localement et régionalement, les descripteurs intrasaisonniers qui permettent de caractériser précisément le comportement et le déroulement des saisons des pluies. L'organisation spatiale des valeurs moyennes (1961-2001) de ces DIS est ensuite analysée pour chacune des deux saisons des pluies. Enfin, une première estimation de la prévisibilité potentielle de chaque DIS est établie à l'aide d'outils statistiques renseignant sur leur capacité à évoluer en phase sur l'ensemble de la région.

Le **troisième chapitre** permet de mettre en relation différents champs climatiques avec la variabilité interannuelle des DIS (préférentiellement démarrage et fin de saison des pluies). Un diagnostic est réalisé des signaux qui accompagnent (en synchrone et au pas de temps mensuel) les dates de démarrage et de fin de saison des pluies, en particulier les éventuelles téléconnexions entre les grands modes de variabilité océano-atmosphériques connus et avec différents champs atmosphériques. Les signaux qui seront identifiés serviront pour la spécification et pour la prévision statistico-dynamique réalisée dans le chapitre 4.

Le **quatrième chapitre** est consacré à l'étude de prévisibilité du démarrage et de la fin de saison des pluies à partir de simulations numériques, en l'occurrence celles du modèle ECHAM 4.5. Une première partie permet d'explorer le potentiel de prévisibilité des précipitations quotidiennes simulées par le modèle, une seconde appréhende la prévision des DIS clés (dates de début et fin de saison) pour chacune des deux saisons des pluies entre 1961 et 2001.

Le **cinquième chapitre** s'attache à analyser et à comprendre les interactions entre variables climatiques et les rendements potentiels du sorgho simulés à l'aide du modèle agroclimatique SARRA-H pour la période 1973-2001 dans trois stations implantées à des altitudes différentes le long du versant est du mont Kenya. Il s'agit donc de repérer les variables climatiques qui influencent le plus la variabilité interannuelle des rendements, et de vérifier si les éventuelles relations sont modulées dans l'espace.

CHAPITRE 1

CADRE DE L'ETUDE : DONNEES, CONTEXTES GEOCLIMATIQUE ET AGRICOLE EST-AFRICAINS

Ce chapitre présente les éléments essentiels à la réalisation de ce travail, à savoir les données et les contextes géographique, climatique et agricole de la région d'étude. Trois parties sont développées :

- la première partie présente les différentes bases de données qui seront utilisées par la suite. Une attention particulière est accordée à la base de données de pluies quotidiennes observées puisqu'elle constitue un des éléments centraux de ce travail. Un diagnostic qualitatif de cette base de données est réalisé, puis une méthodologie de traitement des valeurs manquantes est développée, puis validée ;
- la deuxième partie de ce chapitre est consacrée à la description du contexte géoclimatique de la région. Après une description de la topographie et de l'hydrographie, les principaux éléments climatiques sont à leur tour présentés, avec un focus sur les précipitations à différents pas de temps, du cycle annuel à la variabilité interannuelle, ainsi que sur l'évolution saisonnière des champs de vents;
- la troisième partie présente le contexte agricole de la région. Elle décrit brièvement les caractéristiques de surface en se focalisant sur l'occupation du sol au Kenya, puis l'organisation des zones agroclimatiques à travers le pays. Elle se conclut par des éléments sur l'agriculture est-africaine en général, et la place du sorgho au sein des agrosystèmes en particulier.

1.1 – Les données climatiques

Les données climatiques utilisées relèvent de deux grands registres : (1) des données d'observations (précipitations, rayonnement global, températures de surface océanique [TSO] entre autres), auxquelles on peut ajouter les données atmosphériques globales des réanalyses ERA-40, assimilables à des observations), et (2) des données de modèle numérique de climat (modèle ECHAM 4.5). Les premières serviront à établir un diagnostic de répartition des pluies en Afrique de l'Est, et à évaluer la prévisibilité potentielle. Les secondes permettront d'établir s'il est possible d'utiliser les sorties d'un modèle numérique (pluies et dynamique atmosphérique) pour prévoir certaines variables pluviométriques.

1.1.1 – Les précipitations quotidiennes observées

Les données de précipitations ont été utilisées pour calculer les descripteurs saisonniers et intrasaisonniers qui feront l'objet de l'étude de prévisibilité dans les chapitres suivants. Ces précipitations au pas de temps quotidien sont celles retranscrites par le réseau de pluviomètres in situ.

1.1.1.1 – Caractéristiques du réseau de stations

Les précipitations quotidiennes sont issues de cinquante-sept pluviomètres répartis sur l'ensemble de la région Kenya – Tanzanie du Nord (Fig. 1.1). Elles couvrent une période de quarante et une années (1961-2001) et ont été progressivement recueillies de 1995 à 2008 au CRC, à partir de données fournies par les services de météorologie des deux pays de la région d'étude, le Kenya Meteorological Department (KMD), le Tanzania Meteorological Agency (TMA), ainsi que par le centre régional de prévision climatique de Nairobi (International Climate Prediction and Applications Centre, ICPAC) sous l'égide de l'InterGovernmental Authority for Development (IGAD).

Le réseau, construit à partir de trente-sept stations kenyanes et vingt stations tanzaniennes, présente une couverture spatiale non homogène qui se traduit par un net déséquilibre entre le nord et l'est de la région peu instrumentés, et le sud et l'ouest qui le sont davantage. Cette localisation des stations est directement calquée sur l'organisation géo-démographique de la région puisqu'une majorité de stations sont implantées dans les zones peuplées et exploitées des hautes terres kenyanes et tanzaniennes ainsi que sur la côte. Les grandes plaines semi-arides de l'est, peu propices aux activités humaines et donc peu habitées, sont très peu documentées. Les coordonnées géographiques et altitudes sont consultables en annexe A.1.1.

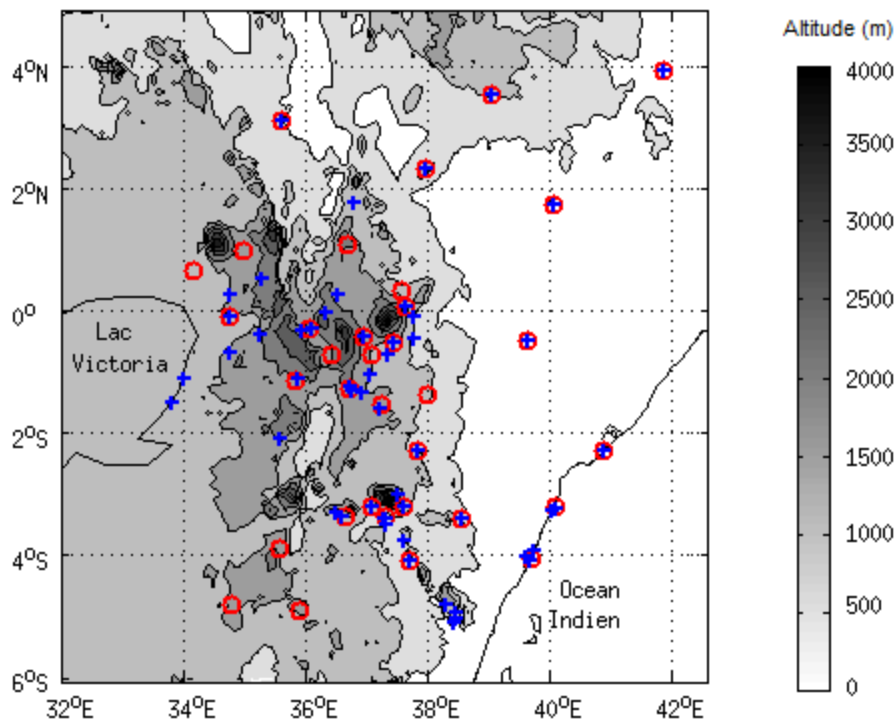


Figure 1.1 : Répartition des stations météorologiques au sein de la région Kenya et Tanzanie du Nord. Les croix bleues matérialisent les stations retenues pour établir la base de données de pluies quotidiennes sur la période 1961-2001. Les cercles rouges montrent le réseau de pluviomètres fournissant les précipitations mensuelles au cours de la période 1931-2006.

Le réseau de stations est représentatif des contrastes altitudinaux de la région. L'amplitude altitudinale du réseau va du niveau de la mer (stations de Malindi, Lamu et Mombasa sur la côte de l'océan Indien) à près de 2400 m (Oljoro-Orok, au cœur des hautes terres kenyanes). L'histogramme (Fig. 1.2) montre la manière dont se répartissent les stations par tranche d'altitude de 500 m, et par comparaison avec les points de grille du modèle numérique de terrain (MNT) SRTM ('Shuttle Radar Topography Mission'; van Zyl, 2001; Farr et al., 2007). La classe [1 000-1 500] qui regroupe un peu plus de 30 % des stations du réseau fait office de classe modale, ce qui est conforme à la distribution réelle des altitudes dans cet espace. Les classes [1 500-2 000] et [2 000-2 500] sont surreprésentées. Au total, plus de la moitié des stations sont implantées à moyenne altitude entre 1 000 et 2 000 mètres. Un quart des stations sont situées à basse altitude (< 500 m) et seulement 5 % sont installées en très haute altitude. La première de ces classes d'altitude est sous-représentée, au contraire de la seconde qui est surreprésentée. Hormis le biais constaté pour les hautes-terres, les tranches d'altitude les plus courantes dans la sous-région sont assez correctement représentées.

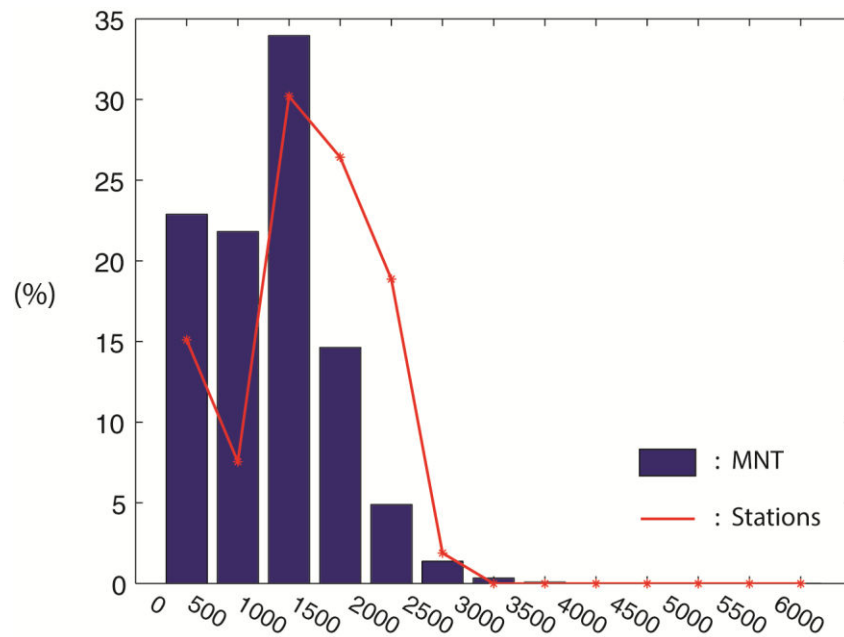


Figure 1.2 : Répartition altitudinale des stations kenyanes et tanzaniennes (ligne rouge) et de l'ensemble de la région d'étude (données du MNT SRTM, colonnes bleues).

1.1.1.2 – Diagnostic qualitatif de la base de données de précipitations quotidiennes

Les données de pluies quotidiennes vont être utilisées pour définir et calculer les descripteurs saisonniers et intrasaisonniers qui seront au cœur de l'analyse de prévisibilité. Ceci nécessite d'avoir des séries de pluies quotidiennes continues dans le temps et fiables. En conséquence, un important travail a été mis en œuvre pour appréhender la qualité de la base de données (détection des valeurs aberrantes) et développer une méthodologie de reconstruction des valeurs manquantes des pluies quotidiennes stationnelles.

En analyste de données qu'il est, le climatologue se doit de vérifier la fiabilité des données qu'il va utiliser en s'appuyant sur un large panel d'outils statistiques (Crettaz de Roten et al., 1996 ; Planchon, 2005). Toutes les séries pluviométriques stationnelles initialement retenues pour constituer la base de données de pluies observées ont fait l'objet de contrôles de qualité.

Les **valeurs aberrantes** peuvent être le résultat d'une multitude de dysfonctionnements comme, par exemple, une défaillance de l'appareil de mesure, une erreur de saisie ou encore la conséquence d'une mauvaise manipulation lors de la mise en place de la base de données. Quelle que soit leur origine, elles influencent les résultats en biaisant les caractéristiques de la population statistique (moyenne, écart-type, etc.) et contribuent à une possible interprétation erronée des résultats. La recherche de valeurs aberrantes s'est focalisée sur les deux

principales caractéristiques descriptives de la pluviométrie, à savoir la quantité journalière et la distribution temporelle des jours de pluies.

Le premier test se focalise sur les quantités de précipitations journalières. Ceci a été fait par simple seuillage. Une valeur seuil supérieure de 400 mm.jour^{-1} a été retenue ; elle correspond approximativement à la quantité extrême observée en vingt-quatre heures en Afrique de l'Est (Griffiths, 1972). Toutes les valeurs de pluies quotidiennes qui dépassent ce seuil sont considérées comme potentiellement aberrantes (Fig. 1.3b). Lorsque cela est possible, une comparaison avec les stations voisines est alors effectuée : si l'événement pluvieux extrême se retrouve dans plusieurs d'entre elles, il est alors conservé ; sinon, dans le cas contraire, la valeur est remplacée par la mention stipulant une absence de données. Une adaptation saisonnière du seuil est délicate car des pluies intenses peuvent occasionnellement se produire tant en saison des pluies qu'en saison sèche en Afrique de l'Est. De même, toutes les valeurs de pluies quotidiennes inférieures à 0 mm sont considérées comme aberrantes (Fig. 1.3a). Ces valeurs négatives correspondent généralement à un codage désignant une absence de mesure.

Le second test mis en œuvre a pour but de repérer d'éventuelles séries de valeurs aberrantes consécutives. Dans une série de pluies quotidiennes, cela correspond à une succession de jours pluvieux dont les quantités sont strictement identiques. Ceci se retrouve fréquemment dans des stations qui ont enregistré un dysfonctionnement donnant lieu soit à une répétition de la dernière valeur réellement enregistrée, soit à des valeurs manquantes encodées sous la forme d'un nombre remarquable. Dans ce travail, il a donc été subjectivement décidé que, dès lors que plus de cinq jours pluvieux à cumuls strictement identiques se suivent, la série est considérée comme possiblement aberrante. Comme précédemment, ces valeurs sont remplacées par la mention stipulant une absence de données.

Enfin, en complément de ces analyses élémentaires, chacune des séries pluviométriques quotidiennes a fait l'objet d'un contrôle visuel (graphique). Aucune analyse de ruptures de stationnarité (liées par exemple à un changement de site d'observation) n'a été effectuée, car de telles ruptures peuvent avoir une origine climatique, et pour la variable précipitations les changements de sites ne se traduisent que rarement par des ruptures franches dans les séries temporelles.

Outre quelques aberrations ponctuelles distribuées aléatoirement dans les séries de pluies quotidiennes stationnelles, l'application de cette batterie de tests simples a permis de mettre en exergue quatre stations tanzaniennes dont la qualité des données paraît douteuse. Ces stations sont marquées par une grande quantité de valeurs aberrantes qui se traduisent par la présence de certaines valeurs quotidiennes supérieures à 400 mm.jour^{-1} , ainsi que par des séquences pluvieuses dépassant parfois les trente jours de pluies identiques. Elles sont localisées dans des zones où la densité de stations est relativement élevée, ce qui ne les rend pas indispensables ; elles sont donc retirées de la base de données.

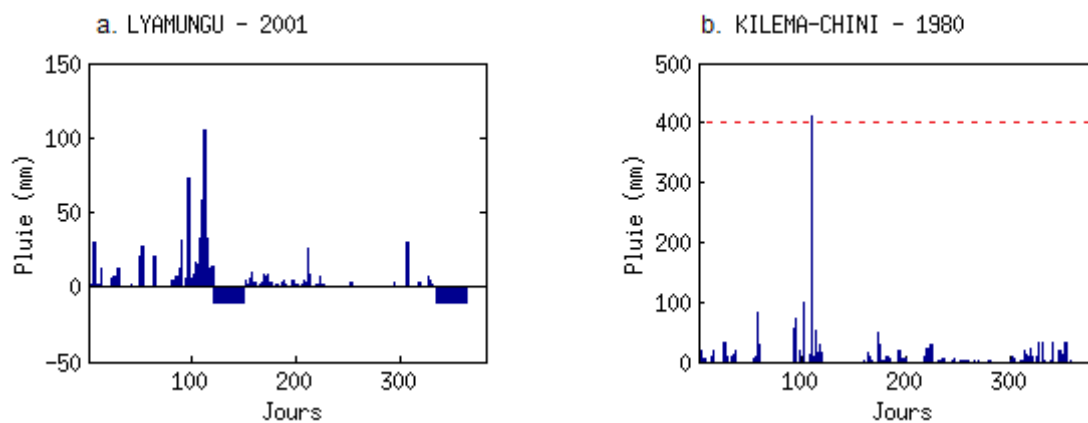


Figure 1.3 : Illustration de valeurs aberrantes repérées dans la série des précipitations quotidiennes des stations de Lyamungu (a) et Kilema-Chini (b).

La base de données comporte au total 10.3 % de **valeurs manquantes**. Ces manques se répartissent en plus ou moins grande quantité selon les années et diffèrent d'une station à une autre (Fig. 1.4). Certaines stations kenyanes se distinguent par la présence d'un nombre de valeurs manquantes élevé au cours des décennies 1960 – 1970, ou 1990 pour trois stations. Les stations tanzaniennes sont fortement lacunaires en fin de période.

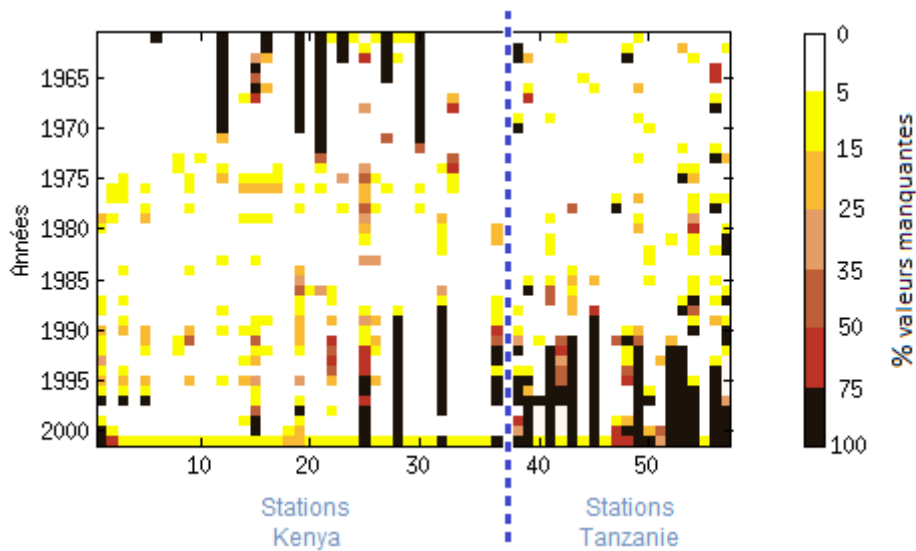


Figure 1.4 : Répartition stationnelle de la part des valeurs manquantes pour chacune des années de la période 1961-2001 constituant la base de données des pluies quotidiennes. En ligne sont représentées les années et en colonne les stations. La ligne pointillée bleue différencie les stations kenyanes et tanzaniennes.

La prise en charge éventuelle de ces valeurs manquantes nécessite une étude diagnostique plus approfondie de leur agencement dans l'espace et dans le temps. Plus de la moitié des stations du réseau sont concernées par des pourcentages de manques faibles, inférieurs à 10 % (Fig. 1.5b). Il existe des différences notables (Fig. 1.5a) entre les stations kenyanes et tanzaniennes, notamment entre l'est de la région, où une infime proportion de valeurs manquantes est notée (souvent < 5%), et les stations localisées au sud qui sont, au contraire, fortement polluées par ces manques. Quelques stations du centre et de l'ouest de la région sont également fortement lacunaires.

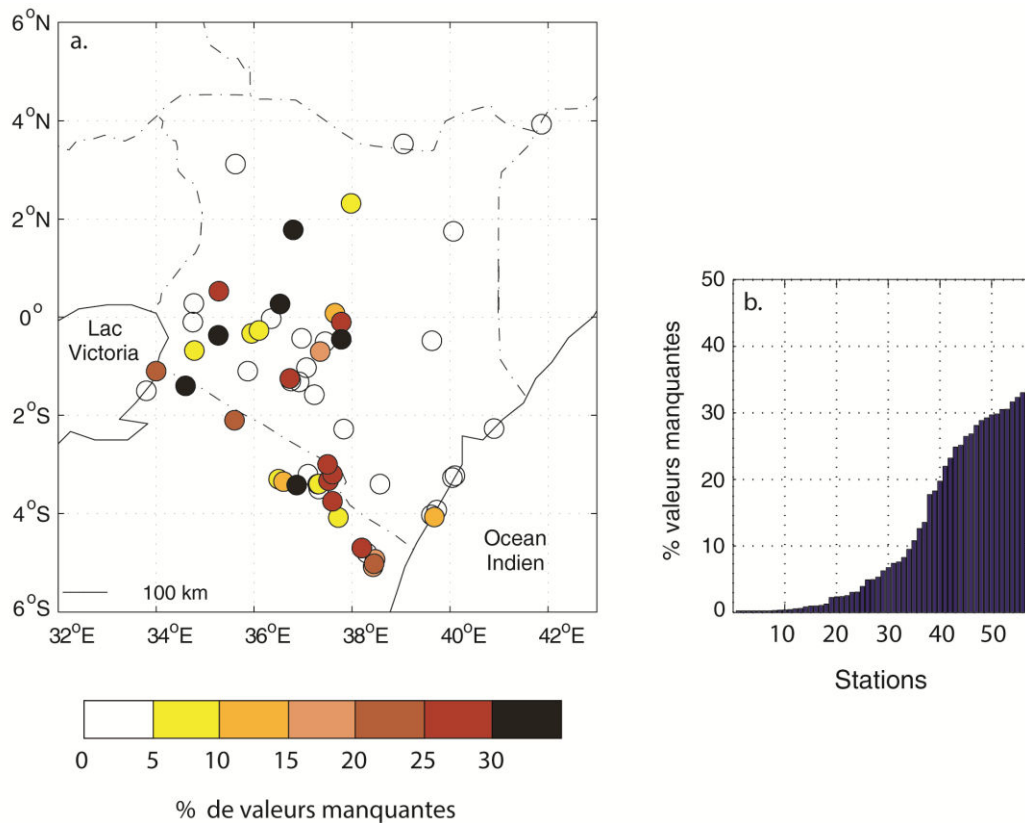


Figure 1.5 : Répartition spatiale du pourcentage de manques au sein des séries pluviométriques quotidiennes de la période 1961-2001 (a) et distribution du pourcentage de manques entre les stations (b).

La deuxième étape du diagnostic permet de comprendre l'agencement temporel des manques. L'analyse mise en œuvre consiste à calculer les longueurs des séquences manquantes (en nombre de jours consécutifs manquants). Les longueurs de séries manquantes sont ensuite discrétisées en classes d'égales amplitudes et présentées graphiquement via des histogrammes de fréquences simples. Le premier histogramme construit à partir de classes de trente jours (Fig. 1.6a) met en évidence :

- la classe]360-365+] qui indique la présence de quelques années entièrement manquantes ;
- la classe]30-60], qui représente près de 15 % des effectifs, souligne l'existence de blocs équivalents à un (ou plusieurs) mois complet de données manquantes. La figure 1.6b, construite avec des classes d'un jour, confirme cela.
- avec près de 75 % des effectifs, la classe [1-30] est largement sur représentée. Elle regroupe principalement des lacunes portant sur des jours isolés (Fig. 1.6b).

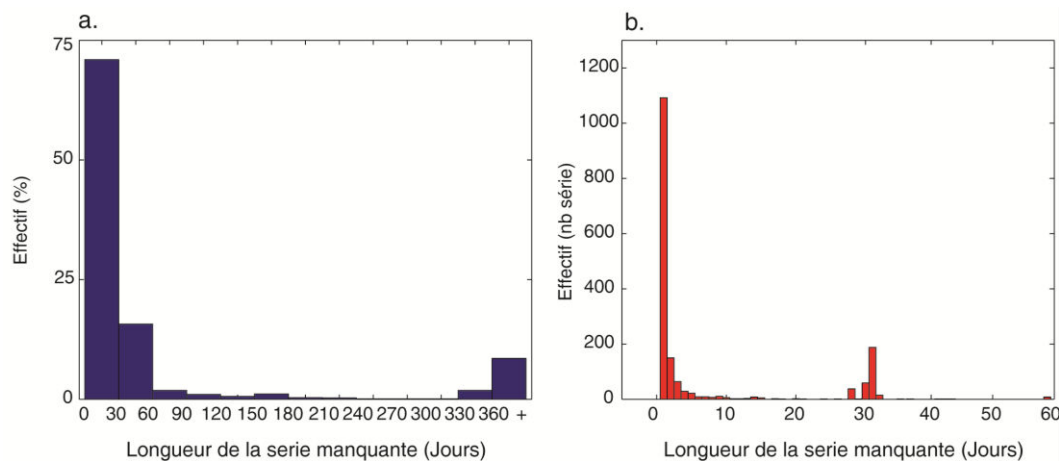


Figure 1.6 : Histogrammes de fréquence simple montrant la longueur des séries de valeurs manquantes consécutives et leur répartition en classes d'égales amplitudes de trente jours (a) et unitaire (b) pour les stations du réseau Kenya et Tanzanie du Nord pour la période 1961-2001.

1.1.1.3 – Traitement des valeurs manquantes

Le diagnostic de la base de données a mis en évidence la présence d'un nombre non négligeable de valeurs manquantes. Or les pluies quotidiennes renseignent les définitions qui permettent de calculer les dates de démarrage et de fin de saison pluvieuse. Ces définitions sont basées sur des seuils empiriques de précipitations à atteindre en sommant les pluies quotidiennes ce qui nécessite, par conséquent, d'avoir des séries continues et ininterrompues. Une méthode de reconstitution des valeurs manquantes va donc devoir être mise en place.

a) *Etat de l'art*

Une brève présentation de la littérature permet de constater que le panel d'outils statistiques utilisables pour la reconstruction de données est large et dépendant de la nature des analyses qui doivent être réalisées. Karl et al. (1995), Brunetti et al. (2001) ou encore Moron et al. (2007) ont remplacé les pluies quotidiennes manquantes en utilisant un générateur stochastique (Wilks, 1999). Le principe consiste à produire aléatoirement des cumuls journaliers de précipitations en se basant sur les probabilités de distribution des caractéristiques des pluies (intensité et nombre de jours) dans les stations considérées. Cette méthode, reprise par Marteau et al. (2009) pour reconstruire une partie des pluies quotidiennes de stations sahéniennes, aboutit à des performances similaires à ceux obtenus à partir de la méthode de local scaling (Ines et Hansen, 2006 ; Schmidli et al., 2006 ; Marteau et al. 2009) qui consiste à remplacer les manques en utilisant les données de précipitations issues

de réanalyses dont les intensités et la fréquence du nombre de jours de pluies ont préalablement été calibrées à partir des pluies observées. Dans le même registre, Simolo et al. (2010) estiment les précipitations manquantes à partir d'une fonction de probabilité de densité qui consiste à respecter la forme de distribution (Gamma) à laquelle les précipitations quotidiennes sont associées (Dunn, 2004). Makhuva et al. (1997a, 1997b) utilisent des méthodes de régression construites sur l'approche espérance-maximisation (Dempster et al., 1977). Une autre méthode, couramment employée pour l'estimation des précipitations manquantes au pas de temps mensuel (pour l'Afrique de l'Est, cf. par exemple Camberlin et al., 2012) repose sur une régression linéaire multiple utilisant les séries de pluies des stations voisines. La même méthode est parfois appliquée pour estimer des précipitations quotidiennes (Eischeid et al., 2000 ; Vicente-Serrano et al., 2010 ; Boyard-Micheau et al., 2013).

b) Méthodologie

Le travail est réalisé via une Régression Linéaire Multiple (RLM). La RLM est utilisée pour modéliser une relation entre une variable dépendante et une ou plusieurs variables indépendantes (Bry, 1996 ; Von Storch et Zwiers, 1999). Dans ce travail, la variable dépendante correspond à la série de pluies quotidiennes pour chacune des stations (S, les pluies quotidiennes estimées à l'aide de l'équation), et les variables indépendantes qui vont être utilisées comme prédicteurs potentiels ne sont autres que les séries de pluies quotidiennes des autres stations du réseau (X).

$$S = a_1X_1 + a_2X_2 + a_jX_j + \dots + a_pX_p + \varepsilon \quad (\text{eq. 1.1})$$

La distribution stochastique des valeurs manquantes dans l'espace et dans le temps, combinée aux fortes dissemblances entre les stations du réseau, nous oblige à développer une chaîne méthodologique (Fig. 1.7) pour réaliser une présélection optimale des prédicteurs. Deux étapes sont mises en œuvre pour tirer parti au maximum des informations disponibles en considérant à la fois le contexte géographique et la disponibilité temporelle des données de précipitations.

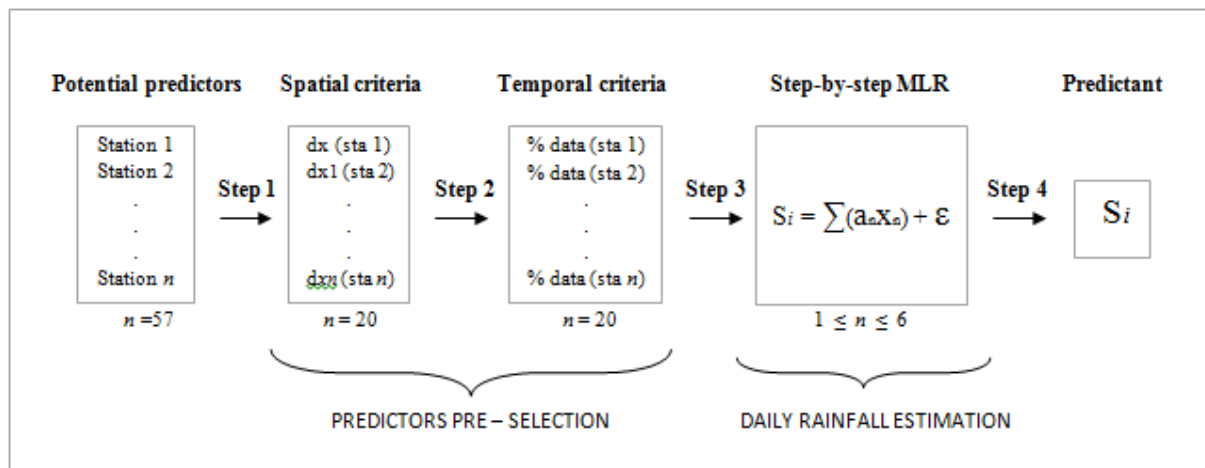


Figure 1.7 : Chaîne méthodologique appliquée à la reconstruction des valeurs manquantes et à la validation de la méthode de reconstruction.

1- Présélection des prédicteurs : critère spatial

La première étape consiste à faire une présélection des prédicteurs potentiels en se basant sur la distance entre la station cible, qui fait l'objet de la reconstruction des pluies quotidiennes, et les autres stations du réseau. Seules les quinze stations les plus proches sont conservées comme possibles prédicteurs pour la suite de l'analyse de telle sorte que la relation statistique entre la station cible et les facteurs prédictifs (autres stations) ne soit pas la seule condition, une certaine cohérence spatiale devant être respectée.

2- Présélection des prédicteurs : critère temporel

La deuxième étape considère l'évolution des précipitations au cours du temps. Pour la station cible, les vingt prédicteurs potentiellement présélectionnés sont classés en fonction de la disponibilité de leurs données. La population des n jours de la série pluviométrique est subdivisée en échantillons selon la disponibilité des stations qui composent le panel de vingt prédicteurs. Les valeurs manquantes, parmi les stations proches, sont en effet non concomitantes. Les différents échantillons de jours correspondent donc, chacun, à des combinaisons différentes de stations (Tab. 1.1).

3- Régression Linéaire Multiple pas à pas

La troisième étape est le cœur de la chaîne méthodologique. Elle représente le développement du modèle d'estimation des précipitations de la station cible construit via une RLM pas à pas (méthode détaillée chapitre 4). Dans le but de limiter l'apport d'information redondante dans le modèle, le nombre maximum de prédicteurs dans le modèle RLM est fixé à six.

Tableau 1.1 : Illustration de la constitution des échantillons de stations pour l'estimation des valeurs manquantes par RLM ; data signifie que la donnée est disponible et NaN qu'elle est non disponible. L'échantillon 2 regroupe par exemple tous les jours où les stations 2 et 3 sont disponibles ; le modèle de régression établi sur les jours où le prédicteur est disponible est ensuite utilisé pour reconstituer la valeur du 08/01/1961.

Jour	Prédicteur	Station 1	Station 2	Station 3	Échantillon
01/01/1961	data	data	data	data	1
02/01/1961	data	NaN	data	data	2
	NaN	data	data	data	1
.	data	data	NaN	NaN	3
.	data	NaN	data	data	2
.	data	data	data	data	1
	data	NaN	data	NaN	4
8/01/1961	NaN	NaN	data	data	2

4- Correction des biais dus à la RLM

La quatrième étape permet de corriger les biais induits par la RLM sur les précipitations journalières estimées, en considérant l'occurrence des jours de pluies et les quantités moyennes journalières (Ines et Hansen, 2006 ; Moron et al., 2007, 2009). La RLM tend en effet surestimer l'occurrence des jours pluvieux et à sous-estimer les intensités des pluies. Pour cela, une double correction est appliquée sur les séries de pluies stationnelles. Pour chacune des stations :

- la fréquence estimée du nombre de jours de pluie (≥ 1 mm) est redimensionnée afin de correspondre à la fréquence du nombre de jours de pluie observé durant la période d'étude 1961-2001 ;
- les quantités de précipitations journalières estimées sont ensuite ajustées par un coefficient multiplicateur qui correspond au rapport entre les intensités moyennes observées (1961-2001) et celles estimées.

5- Validation des résultats

L'ultime étape est indispensable car elle permet de tester la qualité des estimations de pluies quotidiennes calculées par la RLM. Chaque modèle de RLM est développé en validation croisée (encadré 1.1). Il s'agit d'une méthode permettant de contrôler la fiabilité d'un modèle, calquée sur une technique d'échantillonnage de la série analysée. Dans le cas présent l'échantillon initial est divisé en échantillon d'apprentissage et échantillon de test. Le

modèle est bâti sur l'échantillon d'apprentissage et validé sur l'échantillon de test. Les valeurs de pluies quotidiennes qui composent l'échantillon de validation sont sélectionnées aléatoirement et se répartissent, indépendamment l'une de l'autre, sur l'ensemble de la période 1961-2001 et sur l'ensemble des stations du réseau. Afin de limiter l'effet de sélection aléatoire et pour parer à toute éventualité d'effectuer les calculs à partir d'un échantillon présentant un cas particulier, la création de l'échantillon de validation ainsi que les calculs qui en découlent sont effectués cinquante fois indépendamment.

Toute l'originalité de la méthodologie développée tient dans la double approche de validation des résultats. La première est basée directement sur les valeurs de précipitations quotidiennes tandis que la seconde approche est basée sur des descripteurs pluviométriques intrasaisonniers calculés à partir des précipitations quotidiennes. Les descripteurs intrasaisonniers (DIS) utilisés pour ce travail sont le démarrage (DSP) et la fin de saison (FSP), le cumul saisonnier (CUM), le nombre de jours de pluie dans la saison (NJP), l'intensité quotidienne des pluies (INT), ainsi que le nombre d'épisodes secs et pluvieux (nbES et nbEP). Tous ces descripteurs sont définis plus précisément dans le chapitre 2.

Encadré 1.1 - Validation croisée

(Extrait de Bouali, 2009)

La méthode dite *de validation croisée* est développée par Lachenbruch et Mickey en 1968. Elle est fondée sur une technique d'échantillonnage et consiste à estimer la performance réelle d'un modèle à partir d'observations n'ayant pas servi à sa conception. Pour cela, les observations sont scindées en k (souvent deux) échantillons de même taille afin de réaliser k ajustements (entraînements) en ôtant à chaque fois un échantillon pour estimer la performance du modèle à l'itération k (Bishop, 1997). Les paramètres et performances du modèle sont obtenus en calculant leurs moyennes respectives des scores de performances obtenus à chaque itération. Cette méthode de répartition est considérée comme la plus adaptée lorsque le nombre d'observations est restreint (Michaelsen, 1987 ; Elsner et Schmertmann, 1994).

c) Résultats : performances de reproduction des pluies quotidiennes

La validation de la méthode est effectuée sur chacune des 2 saisons des pluies (les long rains, qui se déroulent traditionnellement de mars à mai et les short rains, d'octobre à décembre – présentation des caractéristiques en section 1.2.2 suivante). Toutefois, à titre d'illustration, seuls les résultats obtenus pour la saison des long rains seront présentés.

La première approche consiste donc à comparer les séries de pluies quotidiennes observées et estimées pour vérifier la capacité du modèle à reproduire l'occurrence des jours pluvieux et la quantité de précipitations journalières. La capacité du modèle à reproduire l'occurrence des jours de pluies est considérée à partir de scores de réussites et scores de Heidke (encadré 1.2). Dans le cas des long rains, les scores de réussites moyens calculés uniquement sur les jours pluvieux observés (Fig. 1.8) présentent une forte amplitude entre la réussite minimale de 29 % associée à la station très sèche de Lodwar à l'extrême nord-ouest du réseau, et les maxima proches de 80 % pour les stations de l'ouest. Cette large dispersion, qui se retrouve avec les scores de Heidke (Fig. 1.8a), souligne les difficultés de la RLM à reproduire correctement l'occurrence des jours pluvieux pour l'ensemble des stations. Même s'il n'est pas aisé de faire ressortir une géographie bien définie (Fig. 1.8b), il semble que la méthodologie de reconstruction de pluies quotidiennes soit plus encline à générer correctement des jours de pluie dans les stations localisées au centre et à l'ouest du Kenya ainsi qu'à proximité de la côte. La densité importante de stations dans ces régions est le facteur prépondérant à l'obtention des bonnes réussites car cela permet une présélection des stations-prédicteurs de très bonne qualité assurant ainsi la construction d'un modèle RLM à partir d'observations très cohérentes avec la série pluviométrique à reconstruire.

La géographie des performances est très encourageante pour la suite du travail car les stations fortement lacunaires sont précisément localisées dans des régions où le modèle présente de très bonnes aptitudes pour reconstruire les pluies quotidiennes (Fig. 1.5). L'ensemble des remarques s'applique également à la reconstruction des jours pluvieux alloués au short rains ; les documents cartographiques sont consultables en annexe 1.2.

Les aptitudes de la RLM à estimer les quantités de précipitations quotidiennes sont présentées à partir (1) des valeurs de biais qui correspondent à la différence entre les quantités de pluies journalières observées et celles estimées, (2) des valeurs moyennes de RMSE stationnelle (encadré 1.2) et (3) des corrélations linéaires de Bravais-Pearson calculées entre les séries de pluies estimées et observées. L'ensemble des indicateurs statistiques correspondent à la moyenne des indicateurs statistiques obtenus lors de chacune des cinquante itérations de validation croisée.

Les biais se caractérisent par une distribution gaussienne parfaitement centrée sur 0 (Fig. 1.9a). Les erreurs d'estimations sont souvent faibles (47 % < 10 mm en valeur absolue), mais quelques cas rares (3 %) présentent des écarts à l'observation dépassant les 50 mm.

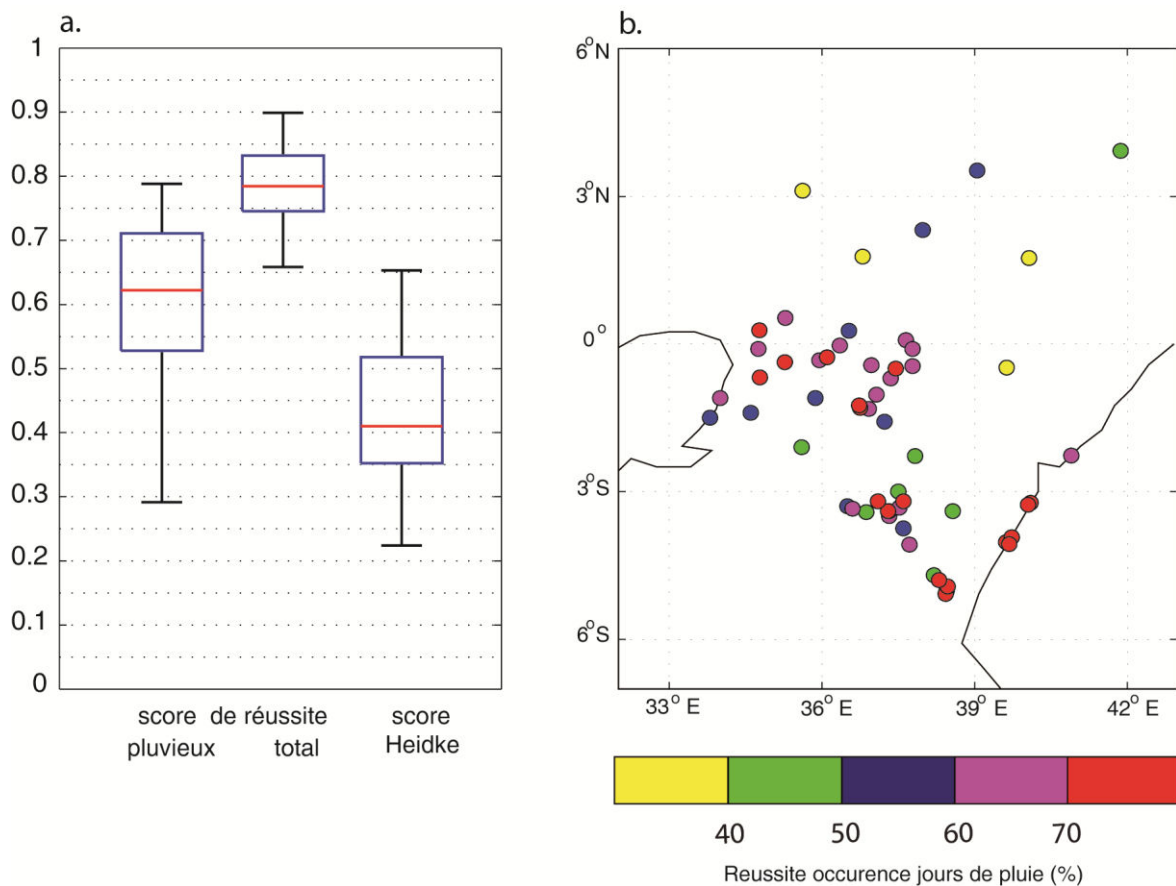


Figure 1.8 : Distribution des scores moyens de performance de la RLM dans la reconstruction des pluies quotidiennes des long rains (a) et répartition spatiale des scores de réussites sur les jours pluvieux des long rains (b).

Les valeurs de RMSE modérées (Fig. 1.9c) soulignent qu'à l'échelle stationnelle, la méthode de reconstruction paraît plus apte à reproduire les quantités journalières dans les régions centre et centre-ouest que dans le reste du pays. Cette distribution spatiale des RMSE rappelle la géographie des intensités journalières qui sont plus fortes à l'est (chapitre 2, section 2.1.2) ; or l'intensité journalière est une variable très décorrélée spatialement (Moron et al., 2007)). Ceci peut expliquer les moins bonnes performances de la méthode dans cette région. Enfin, les corrélations moyennes (Fig. 1.9b) sont globalement faibles dans une majorité de stations, mais deviennent plutôt élevées dans les régions avoisinant les monts Kenya et Kilimandjaro, et encore plus élevées sur la côte. Le caractère principalement convectif des pluies dans la région fait qu'il existe une composante entièrement locale des pluies à l'échelle journalière, qu'aucun modèle d'interpolation ne peut parfaitement reproduire. Pour cette raison, les corrélations obtenues peuvent donc être jugées satisfaisantes.

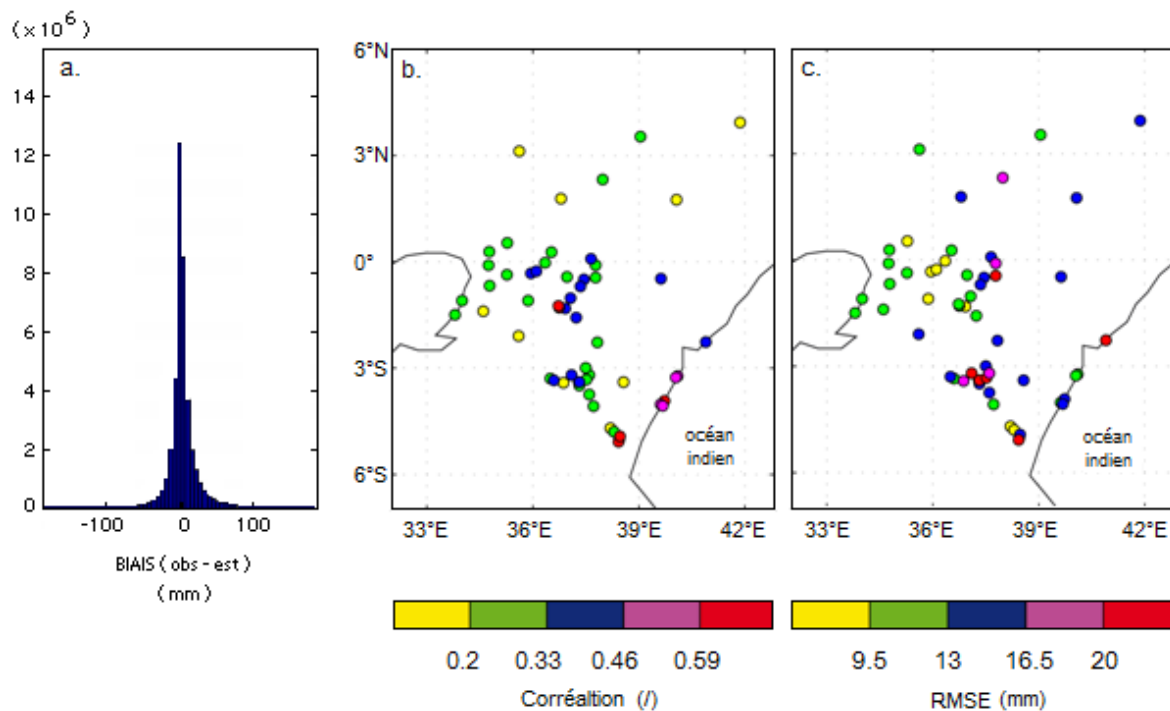


Figure 1.9 : Performances de la méthode d'estimation des cumuls journaliers de pluie pour les long rains : distribution des biais (a), répartition spatiale des corrélations ($n=1\ 500$) entre les pluies estimées et les pluies observées (b) et RMSE (c).

d) Validation des performances sur des variables pluviométriques intra saisonnières

Pour mieux évaluer la performance de la méthode d'estimation, en considérant son effet sur l'objet même de l'étude, c'est-à-dire les variables intrasaisonnières, deux analyses complémentaires sont effectuées, l'une sur l'incidence du nombre de valeurs manquantes, l'autre sur l'incidence de la longueur des séquences manquantes. Dans les deux cas, on s'attachera à comparer les valeurs des DIS calculés à partir de pluies quotidiennes observées avec ceux calculés à partir de séries pluviométriques estimées.

(i) Existe-t-il un pourcentage de valeurs manquantes (seuil) au-delà duquel la qualité des variables intrasaisonnières reconstituées se détériore significativement ?

Afin d'estimer l'impact du nombre de valeurs manquantes reconstruites sur la qualité des DIS, la technique mise en œuvre a consisté à faire varier la taille de l'échantillon de validation de 10 à 50 %, autrement dit à produire 10 à 50 % de valeurs manquantes artificiellement. Les données cachées sont recalculées via une RLM puis réinjectées dans la base de données initiale. Cette nouvelle base de données constituée d'observations et d'estimations est donc utilisée pour calculer les descripteurs intrasaisonniers (Cf. chapitre 2 pour les définitions des DIS) et les comparer avec les variables issues uniquement de l'observation. Les performances

sont évaluées à partir de corrélations linéaires. Les biais et RMSE ont également été calculés mais ne seront pas montrés ici.

Encadré 1.2 - Les indicateurs statistiques de performance : Biais, RMSE et score de réussite,

La vérification de la qualité des modèles est une étape indispensable dans un processus de prévision. Différents scores statistiques peuvent alors être utilisés :

1- BIAIS : indicateur élémentaire qui permet d'estimer les écarts entre les pluies quotidiennes modélisées ($\overline{P_s}$) et leurs homologues observées (P_s). Pour une station S, le biais moyen est calculé comme la moyenne des différences entre les pluies estimées et les pluies observées.

$$BIAIS = \frac{1}{k} \sum_{s=1}^k (\overline{P_s} - P_s) \quad (eq.1.2)$$

2- RMSE : Root Mean Square Error, ou erreur quadratique moyenne, est une mesure de l'écart entre les séries (Barnston, 1992) :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{s=1}^n (\hat{y}_s - y_s)^2} \quad (eq.1.3)$$

avec n, nombre de station, \hat{y}_s l'estimation à la station s et y_s l'observation à la station s

3- RÉUSSITE : est un indicateur empirique qui permet d'estimer rapidement les performances d'un modèle prévisionniste. Algébriquement, il se résume comme un calcul élémentaire de pourcentage de prévisions correctement réalisées et souligne, en quelque sorte, le degré de concordance entre les estimations et les observations.

La figure 1.10 présente les corrélations entre les séries de DIS calculés pour les quarante et une années de la période 1961-2001 à partir des pluies quotidiennes observées d'une part et des pluies quotidiennes dont une part variable est estimée. Pour chacun des descripteurs intrasaisonniers, une corrélation est établie par station et par itération, soit au total cinquante corrélations multipliées par cinquante-trois stations. La moyenne des cinquante expériences par station a été calculée, aboutissant ainsi à une corrélation moyenne par station. Enfin, la moyenne des corrélations des cinquante-trois stations peut être calculée pour aboutir à une corrélation moyenne par variable (Fig. 1.10). En agissant ainsi, la mesure de performance obtenue est représentative de l'ensemble de l'espace : chacune des stations a le même poids dans le calcul. Il est important de noter que les calculs de corrélation se rapportant aux variables intrasaisonniers sont établis à partir d'un échantillon de taille constante (41 ans) : ainsi, aucun biais ne peut être lié à une taille variable de l'échantillon.

Les corrélations obtenues (Fig. 1.10) sont majoritairement ordonnées en fonction de la taille de l'échantillon de validation (donc du nombre de valeurs manquantes), de telle sorte que moins la taille de l'échantillon de validation est importante et plus les coefficients de corrélations sont élevés. Même si la reconstruction des pluies quotidiennes engendre une perte de qualité (précision-exactitude) non négligeable dans l'estimation des variables intrasaisonniers, il n'existe cependant pas, quelle que soit la saison et la variable considérées, de rupture nette dans la répartition des scores de corrélation graphiquement représentées. Si on compare les variables entre elles, des différences intéressantes apparaissent. Pour le cumul et la fréquence des jours de pluies, l'augmentation du nombre de manques à estimer n'altère que modérément les performances du modèle. Il s'agit de variables très intégratives du comportement des pluies sur l'ensemble de la saison, ce qui les rend plus robustes que les autres descripteurs face à la qualité des données journalières. Cette constatation est moins vraie pour les autres variables pour lesquelles les performances se dégradent plus rapidement, tout en restant satisfaisantes puisque les corrélations descendent très rarement en deçà de 0.5 (la valeur critique du r de Pearson au seuil P=0.05 est de 0.3083).

Au final, même si une baisse des performances est constatée à mesure que le nombre de valeurs manquantes reconstruites augmente, il est difficile d'identifier un pourcentage seuil de valeurs manquantes au-delà duquel les reconstitutions ne seraient plus exploitables.

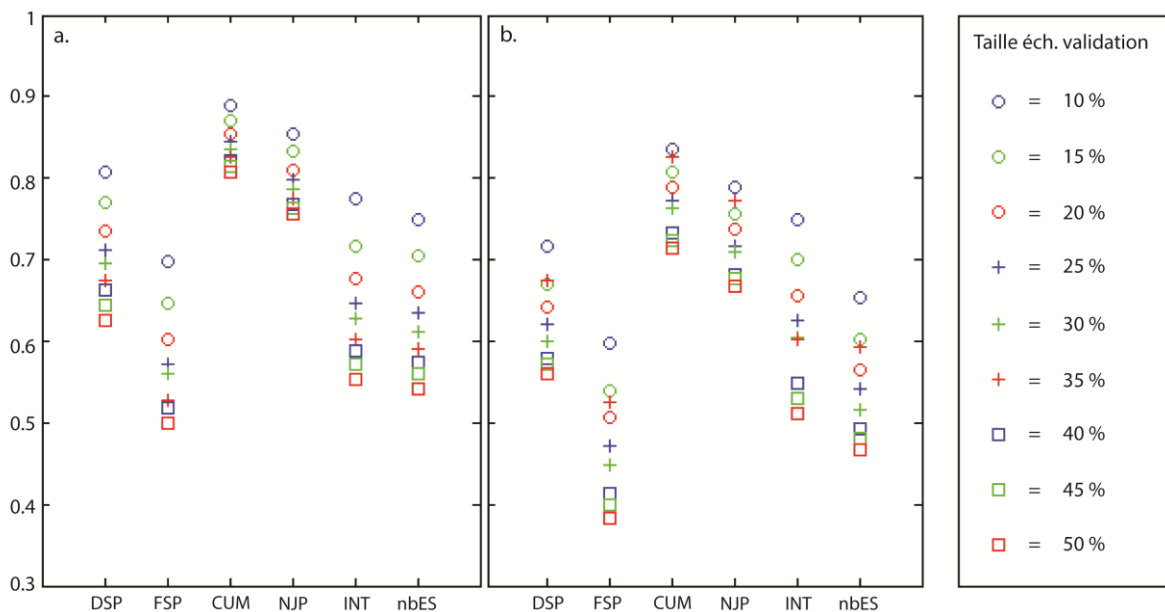


Figure 1.10 : Évolution des corrélations interannuelles (n=41) entre les valeurs observées et estimées de différents descripteurs intrasaisonniers des pluies en fonction de la taille des échantillons de validation pour les long rains (a) et les short rains (b). Moyenne de cinquante expériences et des cinquante-trois stations.

(ii) La longueur des séquences manquantes influence-t-elle la qualité des reconstitutions ?

La suite du travail consiste à explorer les performances de la méthode de reconstruction en fonction de l'agencement temporel des manques. Afin de rompre avec l'effet induit par le nombre de manques, la décision fut prise de travailler à partir d'un échantillon de validation dont la taille est fixée à 30 % (c'est-à-dire un nombre de valeurs manquantes fixée à 30 % de la série initiale). Ce choix de 30 % correspond à la situation de certaines stations du réseau fortement lacunaires, qui doivent être conservées dans l'étude car implantées dans la région du mont Kenya, cible de l'étude agroclimatique du chapitre 5.

Comme il a été montré précédemment (Fig. 1.6), les fichiers de données sont majoritairement entachés de valeurs manquantes isolées dans le temps, mais il existe également des manques qui s'organisent en séries de jours consécutifs et de longueurs variables. Il est évident que ces cas peuvent parfois être difficiles à gérer, surtout si la longueur des séries lacunaires est trop importante et il apparaît légitime de s'interroger sur la capacité des méthodes de reconstruction à gérer ces cas, ainsi que sur la qualité des données reconstruites.

Les performances des modèles de RLM vont désormais être estimées à partir de séquences manquantes (représentant au total 30 % de la série de pluie quotidienne totale) dont la longueur va varier de un à cent cinquante jours consécutifs, le dernier cas représentant l'intégralité d'une saison. Les corrélations obtenues (Fig. 1.11) sont plus ou moins ordonnées en fonction de la longueur des séquences manquantes qui constituent l'échantillon de validation, de telle sorte que moins la longueur des séquences est importante et plus les coefficients de détermination sont élevés. Ce constat s'applique à l'ensemble des descripteurs testés, mais il existe quelques différences tout de même puisque le cumul et le nombre de jour de pluie semblent se démarquer des autres descripteurs. En moyenne, leurs corrélations sont plus élevées que pour les autres descripteurs, que ce soit pour les long rains ou les short rains. Ces valeurs de corrélations présentent également une amplitude entre les expériences plus développées qui se caractérise par une différence nette entre l'estimation de séries unitaires (cercle noir, Fig. 1.11) et l'estimation des manques organisés en séquences plus longues. La nature des descripteurs permet d'expliquer cette différence. Le démarrage et la fin de saison, par exemple, sont des variables ponctuelles dont la définition est basée sur des séquences pluvieuses courtes. À l'inverse, le cumul saisonnier, le nombre de jours de pluie et l'intensité sont définis sur l'intégralité de la saison des pluies et intègrent l'ensemble des précipitations saisonnières. De fait, lorsque la reconstruction porte sur des séquences de jours inférieures à

la durée de la saison des pluies, alors ces descripteurs sont définis à partir d'un mélange de pluies estimées et de pluies observées, ces dernières contenant une information sur les propriétés de la saison qui permet une estimation finale plus réaliste. À mesure que la longueur de la séquence s'allonge, cette information disparaît progressivement ce qui produit une détérioration de la qualité des descripteurs intégrateurs.

Il est difficile de fixer une longueur de séquence manquante critique au-delà de laquelle la reconstruction des pluies quotidiennes détériore indéniablement la qualité des variables intrasaisonniers calculées. Les variables intégratrices du comportement des pluies sur de longues périodes sont tout de même plus sensibles.

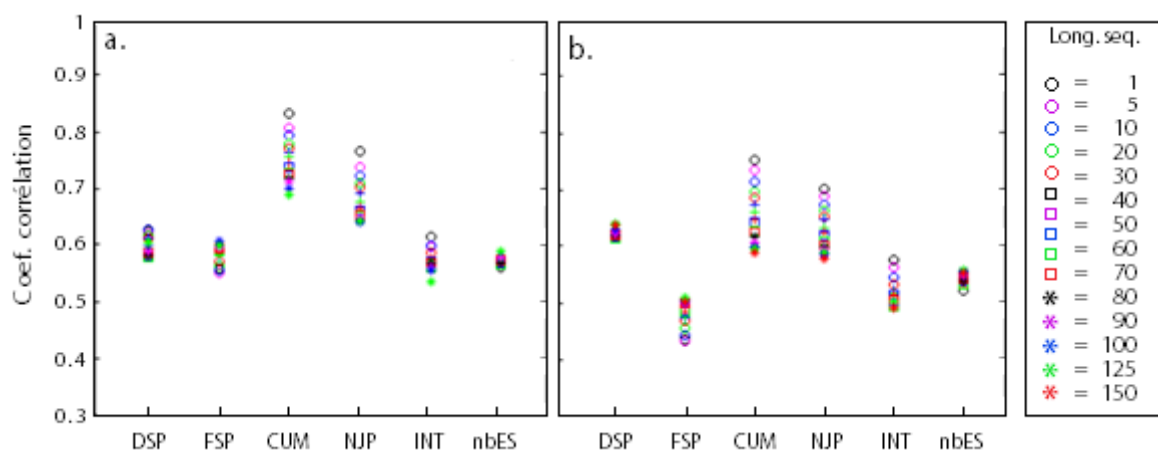


Figure 1.11 : Évolution des corrélations en fonction de la longueur des séquences manquantes pour les long rains (a) et short rains (b). Le pourcentage de manques est fixé à 30 % de la base de données initiale.

Pour conclure la présentation de la base de données pluviométriques, on retiendra que celle-ci se caractérise par un nombre non négligeable de valeurs manquantes qui se répartissent de manière hétérogène dans l'espace et dans le temps et s'organisent majoritairement en séries unitaires ou de courte durée. Certaines stations possèdent de longues séries manquantes dépassant parfois le mois et, dans les cas les plus extrêmes, l'année. En règle générale, peu de valeurs aberrantes ont été constatées sur l'ensemble de la base de données, sauf pour quatre stations qui enregistrent également un nombre important de valeurs manquantes (entre 25 et 30 %). Elles se localisent dans des régions où la densité de stations est élevée ; il a donc été décidé de les retirer de la base de données avant la reconstruction des pluies quotidiennes. La suite de l'étude se fera à partir d'une base de données de pluies quotidiennes issues de cinquante-trois stations dont les caractéristiques géographiques sont résumées en annexe 1.1.

1.1.2 – Les variables météorologiques autres que les précipitations

Quatre variables météorologiques supplémentaires issues de l'observation sont utilisées lors de l'ultime étape de ce travail de thèse pour analyser l'effet de la variabilité intra saisonnière sur les rendements agricoles. Cette étape requière l'utilisation d'un modèle plante dont le fonctionnement général est basé sur un diagnostic des bilans hydriques quotidiens des cultures céréalières pluviales à l'échelle de la parcelle agricole ; le modèle sera présenté plus en détails dans la section 5.2 du chapitre 5. Outre la pluie quotidienne, le modèle a également besoin d'un minimum de variables climatiques clés pour pouvoir calculer la demande climatique de la plante étudiée. Ces variables utilisées pour calculer l'évapotranspiration potentielle journalière sont :

- **températures** ($^{\circ}$ Celsius) : il s'agit de la température moyenne [Tmoy] calculée sur vingt-quatre heures, ainsi que des températures minimales [Tmin] et maximales [Tmax] enregistrées au cours d'un jour complet ;
- **humidité relative** (%) : il s'agit d'un rapport positif, qui est un indicateur fondamental de l'humidité de l'air, en moyenne journalière [Hmoy]. Il varie entre la valeur théorique 0, pour un air parfaitement sec, et 100, pour un air où, en principe, se déclenche le processus de condensation de la vapeur d'eau contenue dans une parcelle d'air donnée ;
- **rayonnement global** journalier (MJ.m^{-2}) : il s'agit de l'énergie rayonnante totale du soleil [Rg], qui atteint la surface de la Terre au cours d'une journée ;
- **vent total** (m.s^{-1}), V_t : il s'agit de la vitesse moyenne quotidienne du vent mesurée à deux mètres au-dessus du sol.

Trois sites de la retombée orientale du mont Kenya ont été retenus pour fournir les données météorologiques sur la période 1973-2001 (Fig. 1.12). Ces sites ont été sélectionnés pour leur proximité avec les parcelles agricoles expérimentales définies dans le volet Afrique de l'Est de l'ANR PICREVAT. Elles décrivent un gradient altitudinal qui s'étend de la station d'Ishara (872 m) à la station d'Embu (1 488 m), en passant par Mitunguu située à moyenne altitude (1 016 m). Chaque site dispose de séries pluviométriques longues permettant de documenter la période 1961-2001. Les caractéristiques géoclimatiques de ces trois stations seront présentées plus en détail dans le chapitre 5.

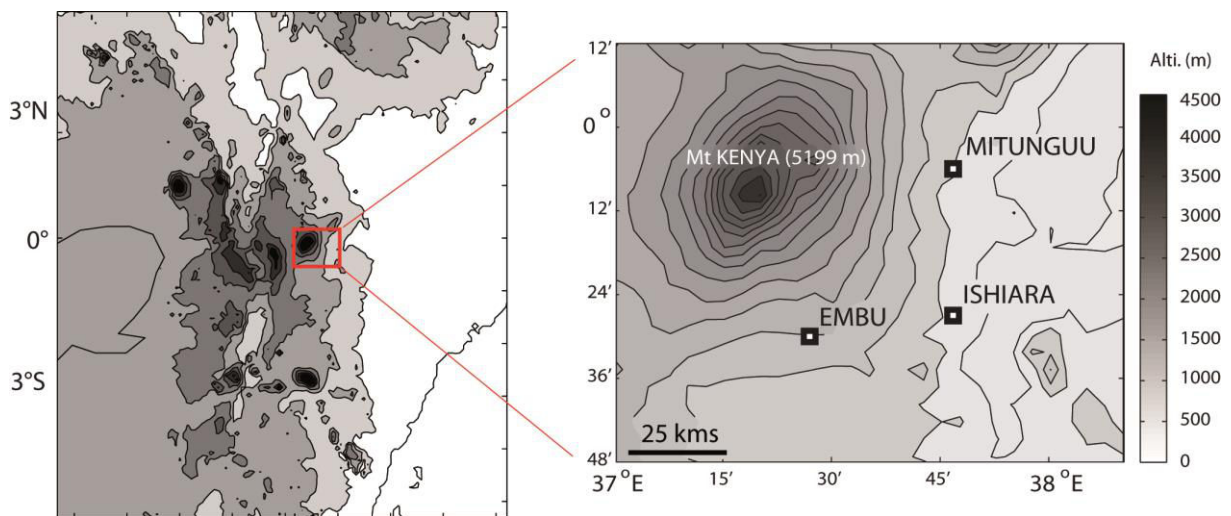


Figure 1.12 : Localisation des stations références d'Embu (1 488 m), Mitunguu (1 016 m) et Ishiara (872 m) le long des pentes orientales du mont Kenya.

De même que pour les données de précipitations, la qualité intrinsèque des données météorologiques a été vérifiée. Les séries enregistrées sont au pas de temps quotidien à la station d'Embu et se caractérisent par un nombre de valeurs manquantes acceptable (19,8 %). En revanche, les sites d'Ishiara et de Mitunguu n'étant pas des stations synoptiques, aucune de ces variables n'est mesurée ; elles ont dû être reconstruites, notamment à partir de stations voisines (Meru et Marimanti). Deux groupes de jeux de données ont été utilisés:

1- Les données quotidiennes

- températures de surface (Tmax, Tmin) et de rayonnement global, fournies par le Kenya Meteorological Department (KMD) pour les stations d'Embu et Marimanti (altitude 597m, à 22 km à l'ESE de Mitunguu, et 40 km au NE d'Ishiara) ;
- températures de surface (Tmax, Tmin), vitesse du vent et tension de vapeur provenant de stations synoptiques renseignées par le Global Summary of the Day archivé par la NOAA (<http://www.ncdc.noaa.gov/cgi-bin/res40.pl>). Les séries sont de qualité médiocre car très lacunaires ;
- rayonnement global à partir de 1985, provenant des estimations satellitales Hélioclim-1 (Lefèvre et al., 2007) à une résolution d'environ 20 km de côté, et estimé au point de grille le plus proche.

2- Les données moyennes mensuelles

Il s'agit de normales mensuelles issues de cartes de valeurs interpolées à 5 km à l'échelle du Kenya et du nord de la Tanzanie. L'interpolation a été réalisée hors de cette thèse dans le cadre du projet ANR PICREVAT, par régression pondérée en considérant l'effet du relief à partir de données stationnelles (méthode détaillée dans Camberlin et al., 2013). Les données stationnelles initiales proviennent des bases de données FAOCLIM de l'Organisation des Nations Unies pour l'Alimentation et l'Agriculture (http://www.fao.org/sd/2001/EN1102_fr.htm) et du Kenya Meteorological Department (KMD, 1984). Le nombre de stations disponible diffère selon la variable considérée (Tab. 1.2).

Tableau 1.2 : *Nombre de stations disponibles pour l'interpolation par régression pondérée des valeurs moyennes mensuelles des différentes variables météorologiques ciblées.*

	Tmax, Tmin	Rg	Vt à 2m	Hmoy
Nb stations	139	35	49	73

Les valeurs journalières aux trois stations du mont Kenya sont obtenues par interpolation linéaire à partir des séries journalières des stations le plus proches, en ajustant les séries obtenues aux valeurs moyennes mensuelles des trois sites, qui tiennent compte des effets d'altitude.

1.1.3 – Les températures de surface océanique (TSO)

Les TSO représentent un paramètre essentiel dans les études de prévisibilité dans la mesure où elles influencent fortement les précipitations tropicales en général, et est-africaines en particulier. Pour l'Afrique de l'Est, cette relation TSO-pluie est documentée depuis longtemps avec, entre autres, Beltrando et Cadet (1990) ; Rowell et al. (1995) ; Nicholson (1996) ; Camberlin et Philippon (2001) ; Black et al. (2002), ou plus récemment Hastenrath et al. (2010). Les TSO seront utilisées dans ce travail pour mettre en évidence des téléconnexions avec la variabilité interannuelle des descripteurs intrasaisonniers à l'échelle régionale d'une part, et définir des indices utilisés comme prédicteurs potentiels dans les modèles de prévision statistique d'autre part.

1.1.3.1 – Fichier HADISST

Les températures de surface océanique HadISST (Rayner et al., 2003) retenues pour ce travail appartiennent au fichier GISST version 3.0 (Global sea Ice and Sea Surface Temperature) mis en place par Rayner et al. (1996) au service météorologique britannique (UKMO). Les TSO sont fournies sur une grille globale régulière à une résolution spatiale de 1° de longitude x 1° de latitude selon un pas de temps mensuel. Le fichier HadISST est construit à partir de données historiques d'observations in situ combinées à des estimations faites par satellites et à des réanalyses (ECMWF ERA40). Les données lacunaires sont reconstruites à partir d'une méthode d'interpolation spatiale basée sur une analyse en composantes principales (ACP). Les données de TSO sont réactualisées chaque mois et sont accessibles sur le site web du Met Office à l'adresse suivante : <http://hadobs.metoffice.com/hadisst/data/download.html>.

1.1.3.2 – Indices océano-atmosphériques

Les grands modes de variabilité océano-atmosphérique du Pacifique, de l'Atlantique et de l'océan Indien, sont synthétisées via différents indices couramment retenus dans des travaux climatologiques. Ces indices seront utilisés dans le chapitre 3 qui est consacré à l'analyse des champs océano-atmosphériques associés à la variabilité interannuelle des descripteurs pluviométriques retenus pour l'étude de prévisibilité dans la suite du travail.

a) L'océan Pacifique

Le plus vaste des océans joue un rôle majeur dans la variabilité du climat mondial. Il est le théâtre d'une oscillation des TSO, le phénomène El-Niño, décrit ultérieurement. Depuis les années 1990, l'intérêt porté à ce phénomène n'a cessé de croître. Par conséquent, les événements El Niño sont de mieux en mieux compris par la communauté scientifique et deviennent prévisibles à l'échelle saisonnière (Philander, 1990). Beaucoup d'indices ont été créés pour renseigner l'évolution de ce phénomène, six d'entre eux ont été retenus pour la suite du travail.

Les indices Niño

Les indices océaniques utilisés pour décrire l'état d'El Niño / La Niña sont calculés comme une moyenne spatiale des températures de surface océanique extraites sur quatre régions délimitées de l'océan Pacifique équatorial (Fig. 1.13). Pour cette étude, les indices Niño utilisés ont été extraits de la bibliothèque de données disponible sur le site de l'International Research Institute (<http://ingrid.ldeo.columbia.edu/>). Ils sont au pas de temps mensuel.

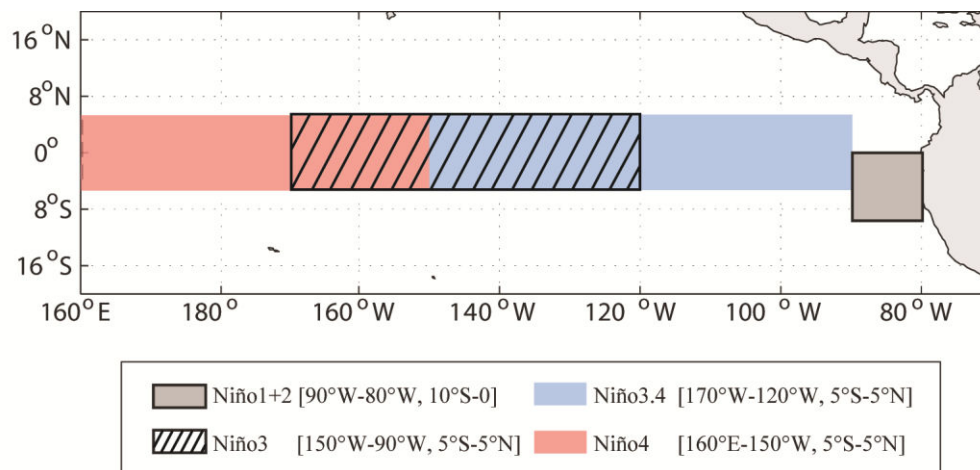


Figure 1.13 : Localisation des indices TSO descriptifs de l'état d'El Niño.

Southern Oscillation Index (SOI)

Le SOI (ou Indice d'Oscillation Australe) décrit la composante atmosphérique d'ENSO (El Niño Southern Oscillation) et se calcule comme la différence de pression standardisée entre Papeete à Tahiti (149°W, 17°S) et Darwin en Australie (131°E, 12°S). Il rend compte des variations en opposition de phase de la pression entre ces deux points. De fortes valeurs négatives (positives) du SOI sont caractéristiques d'un événement El Niño (La Niña).

Multivariate ENSO Index (MEI)

Le MEI est un indice multivarié qui rend compte de manière plus complète de la nature couplée océan-atmosphère du phénomène ENSO (Wolter et Timlin, 1998). Numériquement, il correspond à une combinaison par ACP étendue (Weare et Nasstrom, 1982) de six variables observées sur le Pacifique tropical (pression au niveau de la mer, vent zonal et méridien, et température de l'air en surface, TSO et couverture nuageuse).

b) L'océan Atlantique

L'Oscillation Atlantique Nord (NAO)

La NAO correspond au balancement en opposition de phase entre les masses d'air subtropical et subpolaire au-dessus de l'océan Atlantique nord (Jones et al., 1997). Ce phénomène atmosphérique génère des changements dans la pression de surface, la direction et la vitesse de la circulation atmosphérique, en impactant notamment les vents d'ouest. L'indice de NAO est calculé quotidiennement comme la différence entre la pression atmosphérique au niveau des Açores et celle sur l'Islande (Jones et al., 1997). Lorsque la NAO est en phase négative, la pression atmosphérique au niveau des Açores est plus basse que la normale et celle au niveau de l'Islande est légèrement moins creuse. Les données sont disponibles en ligne sur le site de la NOAA : <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>

Tropical North Atlantic (TNA) & Tropical South Atlantic (TSA)

L'indice TNA (TSA) renseigne l'évolution des températures de l'océan Atlantique tropical nord (sud) entre 5.5°N - 23.5°N et 15°W - 57.5°W (0° - 20°S et 10°E - 30°W). Ils sont tous deux calculés comme la moyenne des anomalies de TSO mensuelles par rapport à la période 1971-2000 dans chacune des boîtes précédemment définies (Fig. 1.14). Les TSO utilisées pour le calcul de l'indice sont issues des bases de données HadISST et NOAA OI 1x1 (Enfield et al., 1999). Les indices sont disponibles en ligne sur le site de la NOAA : <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>

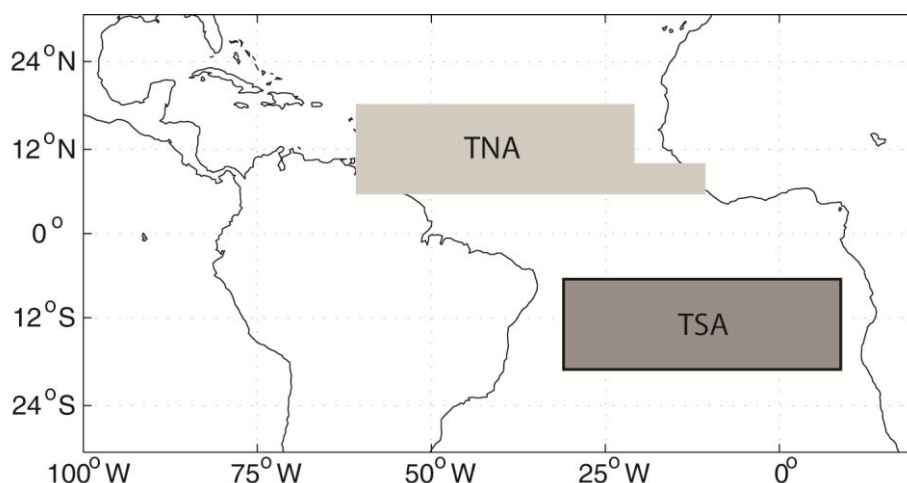


Figure 1.14 : Localisation des indices TNA et TSA, descriptifs de l'état des TSO atlantiques.

c) L'océan Indien

L'océan Indien nécessite une attention toute particulière de par sa proximité avec la région d'étude. Son implication dans la modulation des précipitations est-africaines sera explicitée par l'intermédiaire d'un rapide état de l'art dans le chapitre 3.

Dipôle Mode Index (DMI)

Le Dipôle de l'océan Indien (IOD) est un phénomène couplé océan-atmosphère qui se produit dans l'océan Indien équatorial. Il affecte le climat de plusieurs régions implantées sur le pourtour du bassin de l'océan Indien (Webster et al., 1999 ; Saji et al., 1999). Les phases d'IOD positives (négatives) se caractérisent par des eaux plus froides (chaudes) que la normale dans l'océan Indien tropical est et des eaux plus chaudes (froides) que la normale dans la partie ouest du bassin, à proximité des côtes est-africaines. L'intensité de l'IOD est représentée par un gradient d'anomalies de TSO qui est calculé comme la différence entre les TSO de l'océan Indien équatorial ouest (50°E-70°E et 10°S-10°N) et Est (90°E-110°E et 10°S-0°N). Ce gradient est nommé Indice de Mode Dipolaire (DMI). Cet indice est disponible en ligne, via : <http://www.jamstec.go.jp/frcgc/research/d1/iod/HTML/Dipole%20Mode%20Index.html/>

1.1.4 – Les réanalyses atmosphériques ERA 40

L'étude des champs atmosphériques a été réalisée à l'aide des données des réanalyses européennes ERA40 (Uppala, 2005), fournies par le Centre Européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF) Ces données, de résolution horizontale 1.5° x 1.5°, renseignent vingt-trois niveaux de pression atmosphérique. Elles sont disponibles pour l'ensemble du globe, de 1957 à 2001, à différentes fréquences temporelles allant de l'horaire à la mensuelle (pour plus de détails, cf. : <http://www.ecmwf.int/research/era/do/get/era-40>).

La qualité des données relative à chacun des champs documentés est établie au travers d'un classement prenant en compte l'importance des données d'observations par rapport aux données issues de modèles. Ainsi, les champs répertoriés en classe A sont considérés comme très fiables car essentiellement établis à partir de données d'observations, tandis que, a contrario, ceux classés C sont peu fiables car uniquement déterminés par le modèle.

Pour cette étude, les champs atmosphériques retenus sont le vent (composantes zonale et méridienne), l'altitude géopotentielle, la vitesse verticale et la température de l'air (tab. 1.3). Les analyses se focaliseront sur deux niveaux atmosphériques susceptibles de renseigner les

différentes branches horizontales des circulations cellulaires de type Hadley (méridienne) et Walker (zonale), à savoir 850 hPa pour les basses couches et 200 hPa pour les hautes couches. Les champs seront également explorés au niveau intermédiaire à 500 hPa.

Ces données seront notamment utilisées pour la présentation des champs atmosphériques moyens occurrents aux deux saisons des pluies est-africaines ainsi qu'à la réalisation d'analyses composites, et pour le calcul d'indices atmosphériques dans les chapitres 3 et 4 dédiés à la prévisibilité des descripteurs intrasaisonniers.

Tableau 1.3 : Caractéristiques des différents champs de réanalyses ERA 40 utilisés.

Variables	Unités	Niveaux étudiés (hPa)	Classes	Rés. horizontale
Vent méridien (u)	m.s ⁻¹	850 / 500 / 200	A	1.5° x 1.5°
Vent zonal (v)	m.s ⁻¹	850 / 500 / 200	A	1.5° x 1.5°
Altitude Géopotentielle (z)	m	850 / 500 / 200	A	1.5° x 1.5°
Vitesse verticale (w)	Pa.s ⁻¹	500	A	1.5° x 1.5°
Température de l'air (Ta)	°C	1000	A	1.5° x 1.5°

1.1.5 – Les simulations numériques du Modèle de Circulation Générale Atmosphérique (MCGA) ECHAM 4.5²

Un modèle de climat est une représentation simplifiée du système climatique basée sur des lois fondamentales de physique qui permettent de déterminer l'état du système à un instant t et son évolution dans le temps. Les différents compartiments du système Terre-Océan-Atmosphère sont appréhendés séparément en modules indépendants et se comportent finalement comme des sous-modèles capables de résoudre les processus internes dans chacun des compartiments du système (surface continentale, océan, atmosphère...). Le couplage des sous-modèles permet de considérer les interactions entre les compartiments par le biais de flux d'énergie, d'échange d'eau par exemple, afin d'équilibrer le système et d'en obtenir une modélisation complète et plus réaliste. En somme, le but des modèles de climat est de reproduire le plus fidèlement possible les processus radiatifs, atmosphériques, océaniques qui animent le climat terrestre.

² Les généralités méthodologiques de cette section sont largement inspirées de Marteau (2010)

1.1.5.1 – Principe et fonctionnement d'un MCGA

Dans un MCGA, les processus atmosphériques et leurs interactions sont décrits par une série d'équations mathématiques fondamentales qui ont trait à la thermodynamique et à la mécanique des fluides. Ces équations sont communes à tous les MCGA et s'appuient sur cinq lois fondamentales :

- la première loi de thermodynamique : *l'énergie totale d'un système isolé se conserve* ;
- la deuxième loi de Newton : *conservation du moment cinétique liant l'accélération à la somme des forces* ;
- *la conservation de la masse appliquée à l'air et à la vapeur d'eau dans l'atmosphère (eau et sel dans l'océan)* ;
- *l'hypothèse d'équilibre hydrostatique où la force de gravité est équilibrée par la force du gradient vertical de pression* ;
- la loi des gaz parfaits.

La paramétrisation (ou la physique du modèle) retenue par l'utilisateur pour résoudre les phénomènes physiques à l'intérieur de chaque maille du modèle est importante. Elle change d'un MCGA à l'autre et concerne principalement la représentation des processus qui ne sont pas traités explicitement par le modèle mais plutôt de manière simplifiée au travers de modèles empiriques ou semi-empiriques. Ces processus concernent la turbulence dans la couche limite atmosphérique, la convection humide, les nuages et le transfert radiatif, ainsi que les processus de surface continentale ou hydrologique.

Un modèle atmosphérique résout des systèmes d'équations dans un espace tridimensionnel (longitude, latitude, altitude) découpé en boîtes formant un maillage (c'est-à-dire de points de grille) de résolution spatiale horizontale variant des pôles à l'équateur (Fig. 1.15), entre 100 km et 300 km, selon un pas de temps choisi, du journalier au saisonnier.

Le modèle calcule l'évolution des variables atmosphériques à partir d'un état initial de l'atmosphère ou conditions initiales, servant de point de départ aux simulations, sur les pas de temps de l'intégration. Les conditions initiales qui correspondent aux variables d'entrée du modèle doivent être le plus proche possible de l'observation et correspondent généralement aux données de réanalyses en raison de leur homogénéité spatiale et de leur profondeur temporelle. Toutefois, il faut garder en mémoire que les conditions initiales (atmosphériques) ont une influence limitée dans le temps, entre dix et quinze jours, en raison de la faible inertie de l'atmosphère.

À l'inverse, les conditions aux limites, c'est-à-dire les conditions de surface continentale et océanique et au sommet de l'atmosphère conditionnent fortement la circulation atmosphérique sur des pas de temps plus longs. Certaines conditions aux limites subissent une variation qui peut être périodique, liée au cycle annuel, ou pluri-mensuelle, et liée notamment à la variabilité des TSO. Les températures marines disposant d'une plus forte inertie que l'atmosphère apportent un potentiel prédictif à l'échelle saisonnière. De nombreuses expériences de sensibilité aux conditions aux limites visent à évaluer l'influence de ces dernières sur le climat. Contrairement aux études fondées seulement sur les observations, la cause et l'effet peuvent ainsi être isolés.

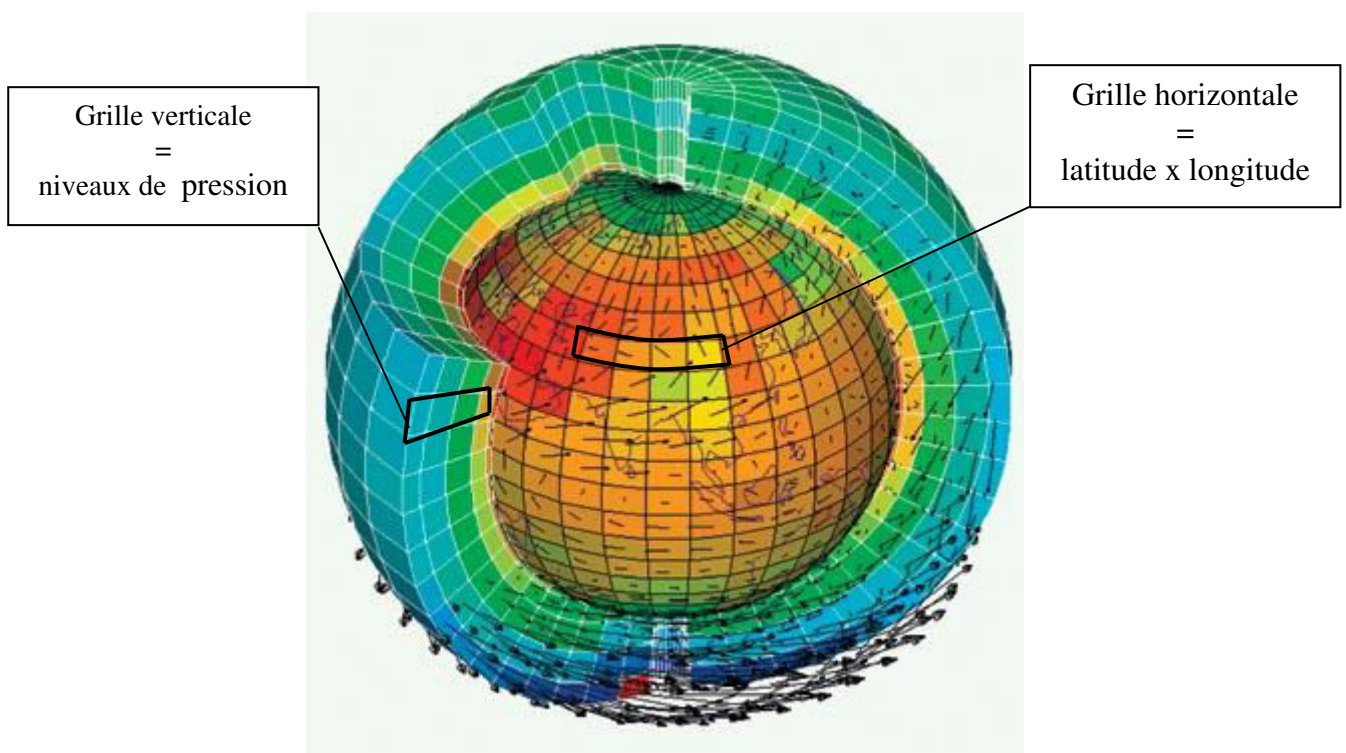


Figure 1.15 : Schéma conceptuel du fonctionnement d'un modèle numérique proposé par L. Fairhead, LMD/CNRS (<http://www2.cnrs.fr/journal/1390.htm>). Représentation des grilles verticales et horizontales du modèle d'atmosphère. Les couleurs représentent les températures simulées au sol et dans l'atmosphère et les flèches matérialisent l'orientation des vents.

1.1.5.2 – Les simulations du MGCA ECHAM 4.5

L'analyse de prévisibilité potentielle des descripteurs intrasaisonniers va être réalisée à partir de simulations numériques issues du modèle ECHAM 4.5. Il s'agit d'un modèle de circulation générale atmosphérique développé à l'institut de météorologie Max Planck de Hambourg (Allemagne). Il a évolué à partir du modèle de prévision météorologique du Centre européen pour faire de la prévision de variables climatiques à moyen terme (CEPMMT, Simmons et al., 1989). Ce modèle spectral possède une grille horizontale (T42) de résolution $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ et un domaine vertical composé de dix-huit niveaux altitudinaux inégalement répartis de la surface du sol jusqu'à la stratosphère. La résolution horizontale de $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ signifie plus communément que le modèle fournit une information pour des mailles qui, à l'équateur, mesurent environ 310 km de côté. Autrement dit, la région d'étude dont la superficie dépasse les 600 000 km² est seulement représentée par douze points de grille dans le modèle (caractéristiques détaillées au chapitre 4.1).

Plusieurs ensembles de simulations ont été utilisés pour l'analyse de prévisibilité des descripteurs intrasaisonniers dont les principaux résultats et conclusions sont présentés au chapitre 4. Ces simulations fournies par l'International Research Institute for Climate and Society (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/IRI/FD/ECHAM4p5/>) sont des simulations rétrospectives qui couvrent pour la plupart la période 1961-2001. Deux grandes familles de simulations se distinguent, selon que le modèle est forcé par des TSO observées ou par des TSO prévues :

(1) Les ensembles de simulations en mode forcé par les TSO observées HadISST (Roeckner et al., 1999) permettent de vérifier les capacités du modèle à reproduire correctement les champs atmosphériques observés ; il s'agit en d'autres termes de vérifier si la physique du modèle permet d'appréhender la variabilité climatique accompagnant les saisons pluvieuses en Afrique de l'Est ;

(2) Les ensembles de simulations en mode prévision utilisent des TSO prévues de différentes manières (détaillées un peu plus bas dans cette section) pour renseigner la dynamique des océans tropicaux, et seront utilisées pour la prévision des pluies est-africaines. Les simulations réalisées en mode prévision produisent sept mois de données à partir de chaque mois de la période 1961-2001, c'est-à-dire sept mois de prévisions rétrospectives. L'échéance de prévision peut varier de zéro à quatre mois, et la période d'initialisation, dans le cadre de

ce travail, est fixée à un mois. Les détails associés à chaque simulation seront rappelés lors de leur utilisation au cours du chapitre 4. La prévision des descripteurs intrasaisonniers sera appréhendée à partir de précipitations quotidiennes, mais aussi à partir de champs atmosphériques (i.e. vents, vitesse verticale) qui seront prévus par ECHAM 4.5.

Les principales caractéristiques de chaque ensemble de simulations sont exposées ci-dessous et répertoriées dans le tableau 1.4.

- un ensemble de vingt-quatre simulations forcées par des TSO observées. Cet ensemble de simulations est utilisé pour vérifier la capacité du modèle à reproduire les pluies quotidiennes lorsqu'on lui applique un forçage aux limites parfait.
- un ensemble de vingt-quatre simulations rétrospectives basées sur des TSO prévues selon la méthode des analogues reconstruites (van den Dool, 1994). Cet ensemble de simulations couvre la période 1961-2001 pour les deux saisons des pluies. Ces simulations sont utilisées pour estimer les précipitations quotidiennes ainsi que différents champs climatiques au pas de temps mensuel, parmi lesquels le vent zonal et méridien, l'altitude géopotentielle dans trois niveaux atmosphériques (850, 500 et 200 hPa) ainsi que la vitesse verticale à 500 hPa. Les simulations sont initialisées au 1^{er} janvier 1961 lorsque les analyses se rapportent aux long rains et au 1^{er} aout 1961 lorsqu'il s'agit d'investiguer la saison des short rains.
- un ensemble de vingt-quatre simulations prévues lancées tous les trois mois à partir des TSO simulées par DEMETER, modèle couplé de l'ECMWF. Ces simulations couvrent la période 1961-2001.
- un ensemble de douze simulations mensuelles prévues à partir de TSO calculées par un modèle couplé. Ces simulations couvrent la période 1982-2001.

Tableau 1.4 : Récapitulatif des caractéristiques et des variables utilisées pour les différents ensembles de simulation du MCGA ECHAM 4.5.

Variables	Résolution			Période	Nb runs	Mode	Forçage TSO
	verticale	horizontale	temporelle				
Précipitations	(/)	T42	journalière	1961-2001	24	Prévision	analogues
Vent zonal, méridien	850, 500, 200 hPa	T42	mensuelle	1961-2001	24	Forcé	HadISST
Vent zonal, méridien	850, 500, 200 hPa	T42	mensuelle	1961-2001	24	Prévision	analogues
Vent zonal, méridien	850, 500, 200 hPa	T42	trimestrielle	1961-2001	24	Prévision	ecmwf
Vent zonal, méridien	850, 500, 200 hPa	T42	mensuelle	1980-2001	12	Prévision	couplé

1.2 – Le contexte géoclimatique et agricole est-africain

La région d'étude, située en Afrique de l'Est, de part et d'autre de l'équateur (5°N-4°S et 33-42°E), regroupe l'intégralité du territoire kenyan et l'extrême nord de la Tanzanie, soit une superficie de près de 600 000 km². Les principales caractéristiques topographiques et hydrographiques de la région vont être présentées dans une première section. La deuxième section sera consacrée à la présentation de la climatologie avec notamment des focus sur les précipitations quotidiennes et les champs de vent dans les basses couches atmosphériques.

1.2.1 – Topographie et hydrographie

À l'image de l'espace est-africain dans lequel elle est ancrée, la région d'étude se caractérise par une organisation géographique complexe, façonnée par une topographie accidentée et la présence de plusieurs étendues d'eau remarquables (Fig. 1.16). Présents sur les trois quarts de l'Afrique orientale, les reliefs dépassant 1 000 m se singularisent par un contraste méridien opposant les hautes terres de l'ouest aux espaces peu élevés de l'est.

L'ouest et une partie du centre de la région se caractérisent par une topographie contrastée laissant apparaître un ensemble de hauts plateaux (1 000 à 2 000 m) interrompus par quelques sommets volcaniques plus élevés. Cet ensemble montagneux est fracturé par le rift est-africain, fossé d'effondrement majeur d'orientation N-S, et se sépare en deux sous-ensembles distincts, les Hautes Terres Occidentales (Western Highlands) et les Hautes Terres Orientales

(Eastern Highlands). Trois des plus hauts sommets du continent africain sont localisés dans la région, à savoir le mont Elgon qui culmine à 4 321 m, le mont Kilimandjaro à 5 895 m et enfin le mont Kenya qui surplombe les Hautes Terres Orientales à 5 199 m.

Les basses terres du Kenya, à l'est, ont une altitude généralement inférieure à 400 m, et qui décroît en direction du littoral. Si elles apparaissent particulièrement évasées au nord de l'équateur, elles deviennent plus étroites vers le sud en se rapprochant de la côte tanzanienne.

Au nord de la région, se trouve le massif éthiopien, constitué d'un ensemble de hauts plateaux dont l'altitude moyenne est proche de 2 500 m, et séparé des hautes terres kenyanes par le couloir de Turkana. L'altitude de ce dernier varie de 600 à 1 500 m et sa largeur de 140 à 700 km ; il forme un corridor entre la vallée du Nil à l'ouest et les plaines côtières de l'océan Indien.

À l'extrême sud-est se dessine une côte de 536 km sur l'océan Indien. Elle présente un tracé quasi méridien, avec une légère concavité tournée vers le sud-est, en direction de l'océan, et apparaît donc quasiment parallèle aux principales chaînes montagneuses.

Plusieurs grandes étendues d'eau sont établies dans la région, dont deux lacs majeurs d'Afrique de l'Est : le lac Turkana situé dans un bassin endoréique au nord-ouest du Kenya et le lac Victoria à l'extrême ouest du pays. Ce dernier est un élément majeur de la région des grands lacs ; il est au carrefour entre le Kenya, l'Ouganda et la Tanzanie plus au sud. Il fait partie du bassin du Nil, entre les deux branches du Rift est-africain et à une altitude de 1 130 m au-dessus du niveau de la mer. Avec une superficie dépassant les 68 000 km², il est le plus grand lac de la zone tropicale et le quatrième au monde. Cette importante superficie combinée à sa forme quasi circulaire (320 km dans le sens nord-sud et 275 km dans le sens est-ouest) favorise la mise en place d'une circulation diurne de méso-échelle (brises de lac combinées à des brises de pentes ; Asnani, 1993 ; Song et al., 2004 ; Anyah et Semazzi, 2004). L'apport constant d'humidité, en interaction avec la circulation synoptique moyenne contribue au développement de conditions pluviométriques particulières dans les régions adjacentes (Asnani et Kinuthia, 1979), à l'extrême ouest de la région d'étude.

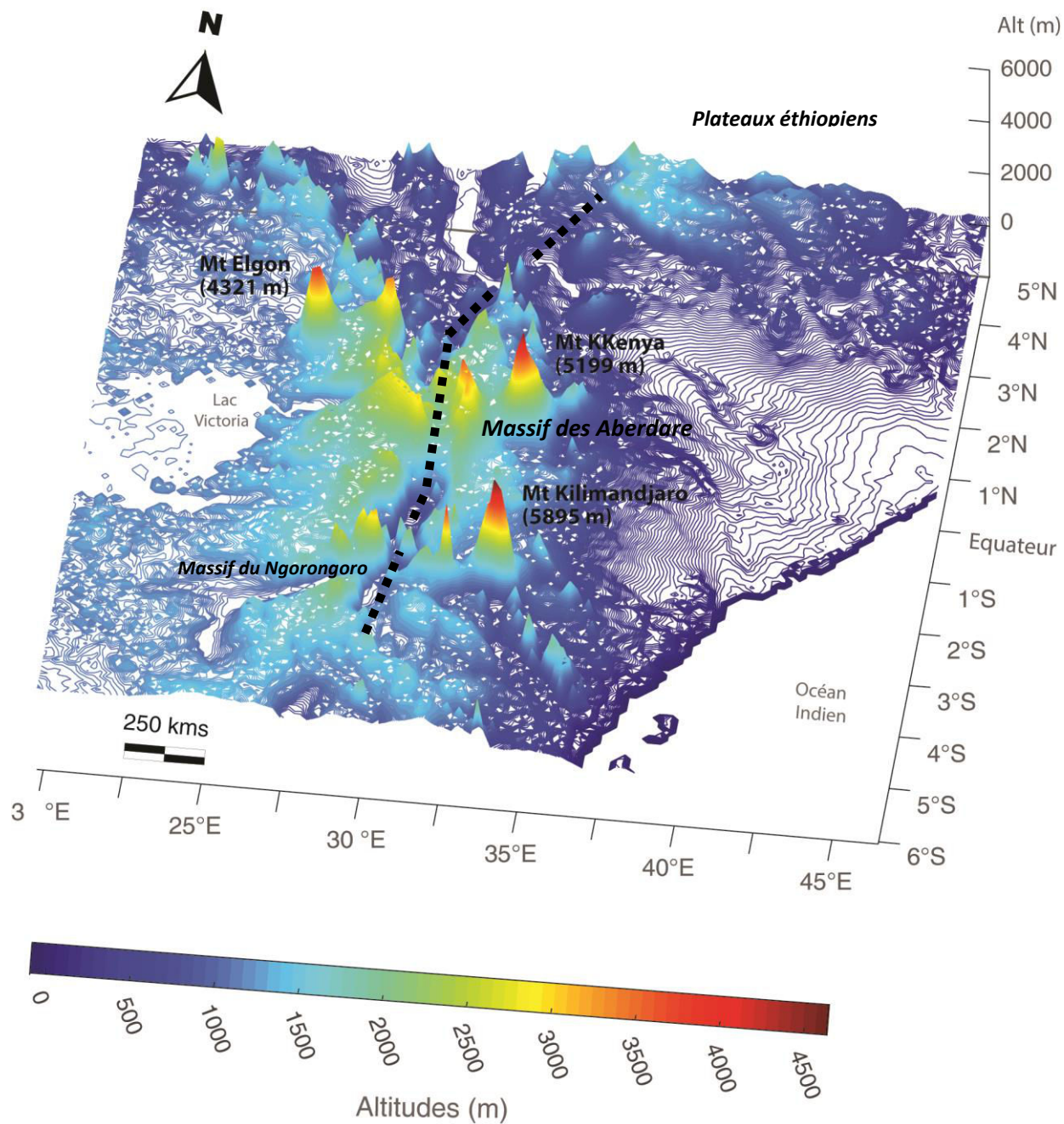


Figure 1.16 : Topographie de l'Afrique de l'Est équatoriale (Kenya et Tanzanie du Nord). Les pointillés noirs matérialisent l'axe de la vallée du Rift oriental.

1.2.2 – Climatologie de l'Afrique de l'Est

En Afrique de l'Est, les pluies sont le résultat d'une superposition de phénomènes d'échelles différentes rendant leur compréhension complexe. La répartition annuelle des précipitations est largement commandée par la migration saisonnière de la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT) de part et d'autre de l'équateur. Le forçage étroit exercé par les températures océaniques sur le climat de cette région (Ogallo et al., 1988 ; Rowell et al., 1995 ; Camberlin et al., 2001) induit une forte variabilité temporelle des pluies. À ces contrôles large échelle viennent se superposer des effets locaux dus à la complexité géographique de la région qui participe à l'instauration de contrastes climatiques et de régimes climatiques distincts régionalement (Nicholson, 1996). Les effets d'exposition des pentes aux vents dominants pour les zones de reliefs (Oettli et Camberlin, 2005 ; Camberlin et al., 2012) ou encore le long de la côte (Camberlin et Planchon, 1997), sont autant de phénomènes pouvant modifier les caractéristiques des pluies à l'échelle locale. Le relief contraint également fortement les températures, mais d'une manière moins complexe que pour les précipitations, car l'altitude contrôle l'essentiel des variations spatiales, et les variations thermiques interannuelles sont faibles. Aussi cette section est-elle essentiellement consacrée à la description de la variabilité spatio-temporelle des pluies et à la dynamique des vents dans les basses couches de l'atmosphère.

1.2.2.1 – Pluviométrie

a/ Distribution spatio-temporelle moyenne des précipitations

Généralement, les précipitations se répartissent annuellement en deux brèves saisons des pluies, les short rains et les long rains, correspondant respectivement à l'automne boréal (octobre à décembre) et au printemps boréal (mars à mai). La répartition saisonnière est déséquilibrée puisqu'avec 44.8 % des précipitations annuelles moyennes, les long rains apparaissent comme la principale saison des pluies de la région (Tab. 1.5). Les mois d'avril et de mai sont les plus arrosés avec des quantités précipitées qui atteignent respectivement 19.8 et 15.4 % des cumuls annuels. Les short rains s'organisent autour du mois de novembre qui enregistre tout de même plus de 10 % des précipitations annuelles moyennes.

Tableau 1.5 : Répartition mensuelle des précipitations annuelles moyennes de la période 1961-2001 pour les cinquante-trois stations du réseau Kenya et Tanzanie du nord.

	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.
% du total annuel	5	4,3	9,6	19,8	15,4	5,5	4,6	4,7	3,7	7,3	12,6	7,5
			44.8							27.4		

Les quantités de pluie journalières moyennes enregistrées par chacune des cinquante-trois stations au cours de la période 1961-2001 sont présentées en figure 1.17. L'analyse visuelle de ce graphique permet de constater que les précipitations observées sur quasiment l'ensemble de la région se singularisent par une répartition bimodale. La forte dispersion des précipitations quotidiennes stationnelles autour de la répartition moyenne entre toutes les stations (la ligne noire continue, Fig. 1.17) laisse néanmoins entrevoir l'existence d'une variabilité inter station forte. Sans surprise, cette variabilité est amplifiée au cœur des saisons des pluies, ce qui indique une hétérogénéité dans la répartition spatiale des précipitations ; tandis que certaines stations enregistrent des précipitations élevées, d'autres sont, au contraire, beaucoup plus sèches. Une certaine variabilité existe aussi dans une moindre mesure durant la longue saison sèche qui se déroule de juin à septembre.

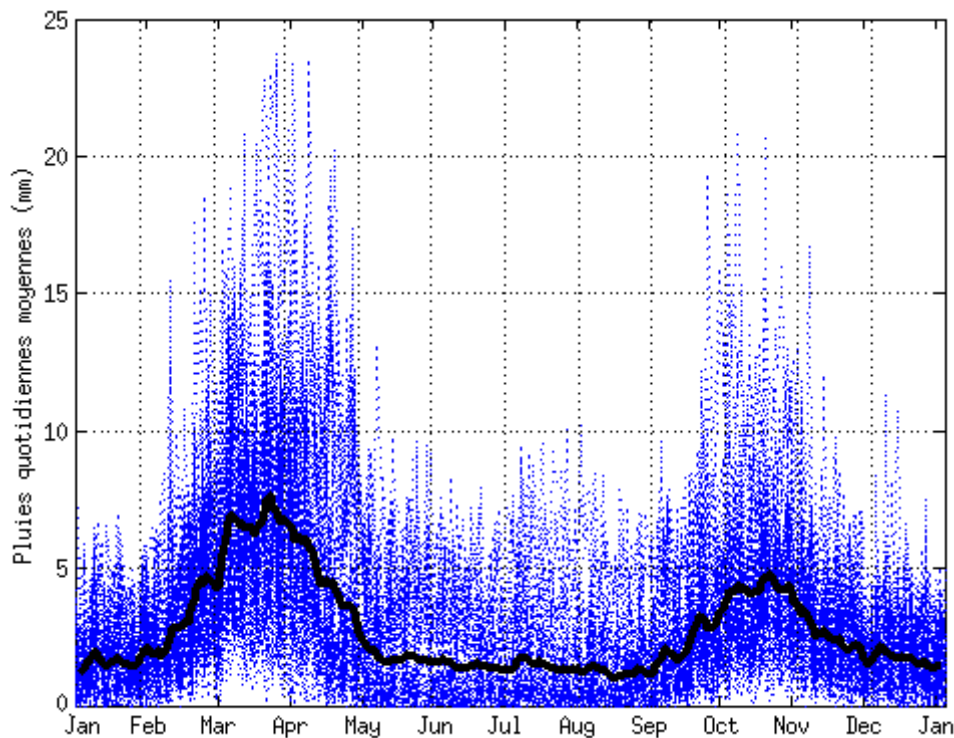


Figure 1.17 : Répartition annuelle moyenne des précipitations de la période 1961-2001 pour la région Kenya – nord Tanzanie. Les lignes pointillées bleues représentent le cycle annuel moyen des précipitations quotidiennes de chacune des cinquante-trois stations du réseau. La ligne noire continue indique le cycle moyen des cinquante-trois stations.

La répartition spatiale des précipitations moyennes mensuelles est analysée en partant de février, mois le plus sec de l'année (Tab. 1.5) en moyenne dans la région d'étude. La carte (Fig. 1.18a) confirme qu'en février les précipitations sont globalement peu abondantes sur l'ensemble de la région. Une nuance se dessine tout de même avec les stations de l'ouest et les stations tanzaniennes qui se singularisent par des cumuls nettement plus élevés (105 à 115 mm) que dans les stations implantées plus au nord (< 25 mm).

Au mois de mars, les pluies sont installées sur une grande partie du territoire (Fig. 1.18b) ; seules les stations des plaines de l'est et de la côte enregistrent encore des cumuls modérés, marque que la saison des long rains n'est pas complètement installée sur le Kenya. Cette configuration résulte de la lente et irrégulière remontée de la ZCIT vers l'hémisphère nord. À l'échelle sub-continentale, ceci se traduit par une diminution progressive des précipitations sur le sud de la Tanzanie et, au contraire, une augmentation des pluies au niveau de la bande équatoriale est-africaine et notamment au Kenya. L'installation de la ZCIT, appuyée par la mise en place de flux d'ouest équatoriaux transitoires, agit comme un déclencheur des premières pluies suffisamment intenses pour qu'elles soient considérées comme le démarrage des long rains (Okoola, 1999).

Au mois d'avril (Fig. 1.18c), la saison des pluies se généralise à l'ensemble de la région. Il s'agit du mois central des long rains, pendant lequel les cumuls enregistrés sont généralement les plus importants de l'année (Tab. 1.5). Le contraste entre les stations du nord et de l'est avec celles du reste du réseau existe toujours. Ainsi, les régions spécifiques telles que les hautes terres et les régions à proximité de sources d'humidité (océan Indien et lac Victoria) sont fortement arrosées (150 à 322 mm), tandis que le nord et le nord-est du pays le sont peu (localement de 50 à 90 mm). La proportionnalité des cercles présents sur la carte souligne également que la variabilité interannuelle des cumuls mensuels est plus importante au cours de ce mois, surtout pour les stations implantées en zones montagneuses autour du mont Kenya et du mont Kilimandjaro.

Le mois de mai voit les précipitations commencer à diminuer (Fig. 1.18d). La saison apparaît moins intense dans les stations de plaines ainsi que dans certaines implantées au sud. Les pluies restent importantes dans les hauts plateaux de l'ouest kenyan mais aussi dans les hauteurs de la région centre et localement dans quelques stations situées sur les flancs du mont Kilimandjaro. Les stations côtières enregistrent des cumuls importants (autour de 280-300 mm), qui augmentent même par rapport à avril, mais impactés par une variabilité interannuelle forte.

Les mois de juin (Fig. 1.18e) à septembre (Fig. 1.18h) présentent des configurations pluviométriques semblables, illustrées par une diminution des pluies (< 25 mm mensuels dans la plus grande partie du territoire). Cette période, associée à la position septentrionale de la ZCIT, correspond à la grande saison sèche dans la majorité des stations. La sécheresse ne se développe pas partout puisque les stations côtières restent tout de même arrosées en juin et juillet (Fig. 1.18f), tout comme les stations des hautes terres de l'ouest, près du lac Victoria, qui enregistrent des cumuls oscillant entre 100 et 150 mm tout au long de l'été boréal.

Les mois d'automne boréal correspondent à la migration de la ZCIT vers le sud. Au mois d'octobre, sa position est comparable à celle d'avril, et approximativement située au niveau de l'équateur. L'arrivée des pluies se faisant par le nord, les cumuls mensuels les plus importants s'observent dans la région centre et dans les stations du nord. En général les stations tanzaniennes se singularisent par de faibles précipitations sauf à proximité de la côte où les quantités cumulées dépassent déjà les 100 mm.

La migration de la ZCIT vers le sud se poursuit au mois de novembre et contribue à la généralisation des short rains sur la région est africaine. Même si novembre est le mois central de la petite saison des pluies, il est généralement moins arrosé que le mois central des long rains. La raison principale de cette atténuation des quantités précipitées est l'existence pendant l'automne boréal d'un gradient de températures marines entre l'ouest (relativement frais) et l'est de l'océan Indien (plus chaud), qui se traduit par la présence d'une circulation zonale de type Walker bien individualisée au-dessus de l'océan Indien. Celle-ci fait que les ascendances associées à la ZCIT sur l'ouest de l'océan Indien et l'est africain sont nettement atténuées par rapport à l'est du bassin, ce qui contribue à donner des cumuls de pluies généralement inférieurs à ceux de printemps boréal (Tab. 1.5). La distribution spatiale des précipitations est assez comparable à celle des long rains avec les cumuls les plus importants au niveau des hautes terres, plus précisément le long des versants est du Mt Kenya (où les pluies peuvent être localement plus abondantes que pendant les long rains), et près du lac Victoria. En revanche, une différence se produit pour les régions côtières pour lesquelles de faibles cumuls de pluies sont enregistrés.

Enfin, les cumuls diminuent progressivement au cours des mois de décembre (Fig. 1.18k) et janvier (Fig. 1.18l) laissant une grande partie nord et est de la région partiellement sèche. Le centre du Kenya et le nord de la Tanzanie présentent des cumuls faibles à modérés tandis que les stations de l'ouest maintiennent une activité pluviométrique non négligeable. Les mois de janvier et février correspondent à la petite saison sèche en Afrique de l'est équatoriale.

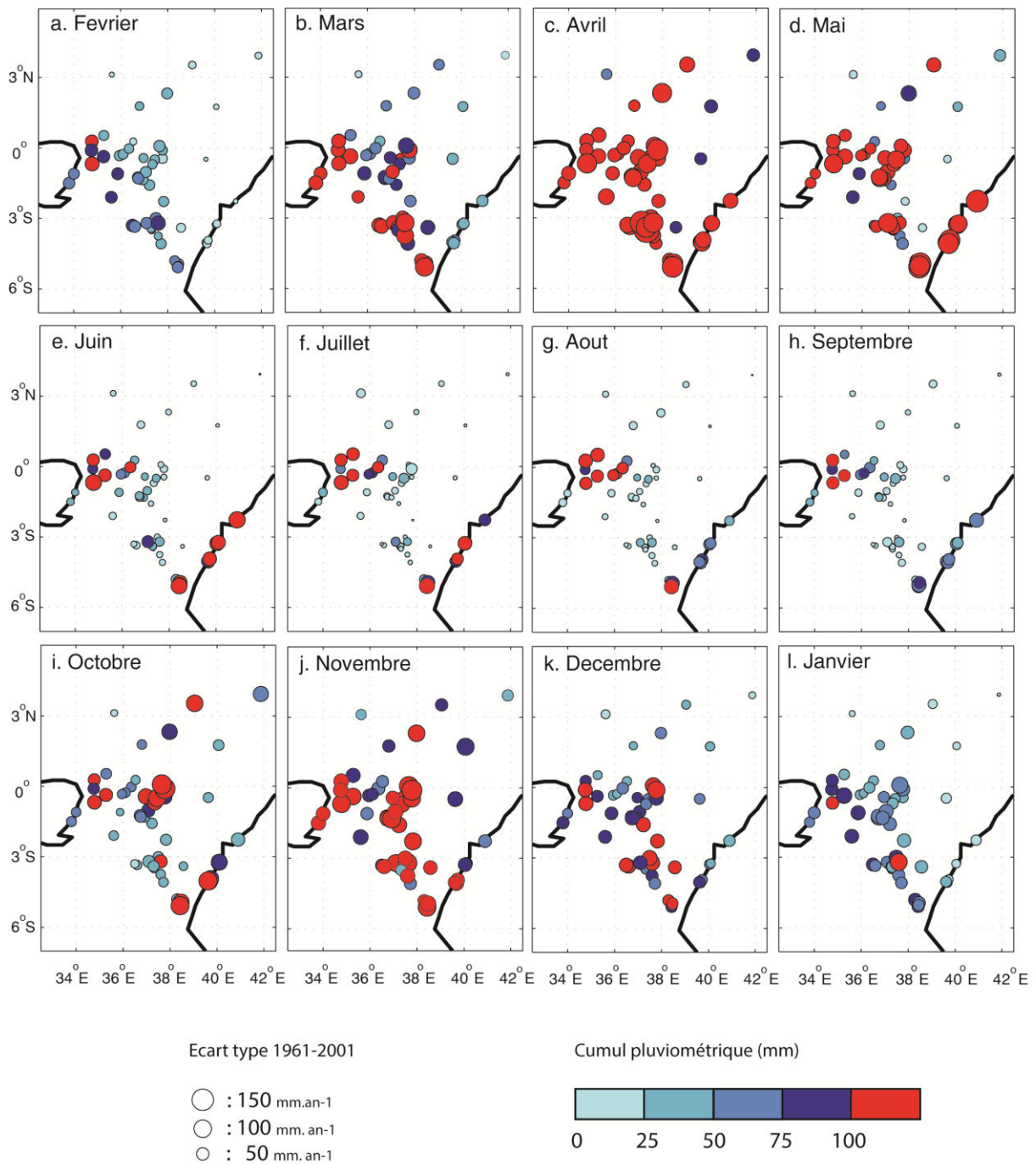


Figure 1.18 : Répartition des précipitations moyennes mensuelles (couleurs) et variabilité interannuelle (écarts-types, taille des disques) au cours de la période 1961-2001.

b/ Variabilité interannuelle

La figure 1.19 présente les anomalies annuelles moyennes de précipitations sur la région kenyane et nord tanzanienne pour la période allant de 1931 à 2006. Les données mensuelles utilisées pour faire cette analyse sont issues de trente-quatre stations réparties sur l'ensemble du Kenya et de la Tanzanie du nord (Fig. 1.1). Ce réseau de stations, bien qu'étant partiellement différent du réseau principal utilisé pour l'analyse des pluies quotidiennes 1961-2001, présente des séries pluviométriques quasi complètes permettant de replacer la variabilité climatique de la période 1961-2001 dans le contexte de l'évolution climatique à plus long terme.

L'analyse visuelle de la figure 1.19 permet de constater qu'aucune tendance linéaire ne semble décrire le comportement des précipitations moyennes au Kenya au cours de la période 1931-2006. Ce constat est en accord avec McSweeney et al. (2008) ou encore Schilling et Remling (2011) qui notent qu'aucune tendance significative n'est constatée sur l'évolution des cumuls pluviométriques saisonniers depuis les années 1960, au contraire de l'intensité des pluies quotidiennes qui semble se renforcer, un constat partagé par Christensen et al. (2007). On voit néanmoins que la période qui va des années 60 aux années 90 tend à se démarquer de la précédente par des cumuls souvent plus élevés. Comme l'a montré Nicholson (1989), les décennies 1940 et 1950 correspondent à des périodes plus sèches que la normale en Afrique de l'est. La décennie 2000 semble s'inscrire comme une nouvelle période sèche. Au sein de ces différentes phases, la variabilité inter annuelle bien marquée se traduit par une alternance de brèves séquences humides et sèches ponctuées par quelques années remarquables. Les années 1951, 1961, 1968 ou encore 1997 correspondent à des années exceptionnellement humides, au contraire des années 1949, 2000 et 2005 qui se démarquent par un déficit pluviométrique important. Il faut garder en mémoire que les cumuls annuels peuvent masquer la variabilité propre de chacune des saisons des pluies. Une tendance significative à une baisse des cumuls des long rains a été récemment notée, tirée par les déficits observés dans les années 2000 (Lyon et Dewitt, 2012).

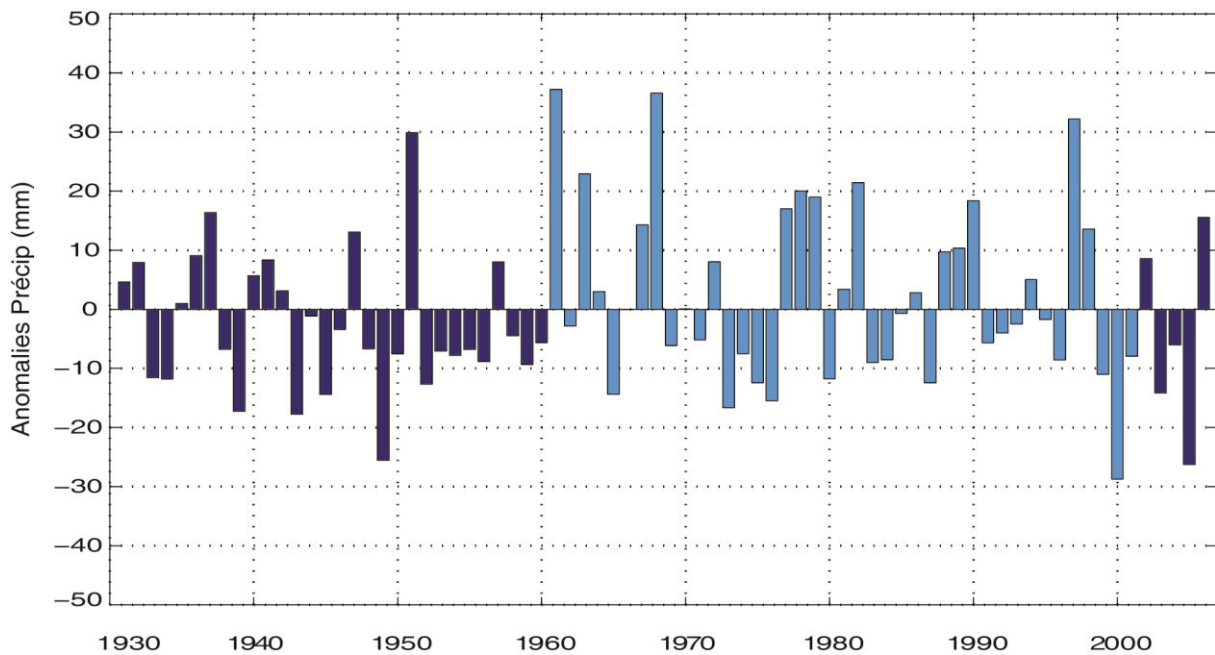


Figure 1.19 : Anomalies de précipitations annuelles moyennes calculées sur la période 1931-2006 à partir des données de précipitations mensuelles fournies par le KMD. En bleu clair apparaît la période retenue pour la réalisation de l'étude de prévisibilité 1961-2001.

1.2.2.2 – Circulation atmosphérique moyenne

La présentation de la circulation atmosphérique est focalisée sur les basses couches (850 hPa) car elles sont les plus déterminantes pour comprendre la dynamique des pluies en Afrique de l'est. Comme pour les précipitations, l'analyse débute en Février.

En février, la région est sous l'influence des alizés de NE issus d'une circulation anticyclonique en place au-dessus de l'ensemble indo-arabique (Fig. 1.20). Ces flux résultant d'une masse d'air continental sont très peu chargés en humidité et sont subsidents ; ils contribuent ainsi au maintien de conditions sèches au-dessus de l'Afrique de l'Est. Ils se séparent en deux branches distinctes, la première suit parfaitement la côte est-africaine et la seconde se dirige vers l'Afrique centrale. Cette diffluence contribue également au développement de la sécheresse durant cette saison. Il faut noter la présence de flux d'ouest peu intenses dans les basses couches, au-dessus du bassin congolais, (5-10°S) associés à des flux d'est, eux aussi d'intensité faible, dans les hautes couches de l'atmosphère (annexe 1.3). Bien que peu intense, cette opposition de direction des vents suggère la présence de la cellule de Walker au-dessus de l'océan Indien. Son activité est toutefois peu affirmée puisque c'est au cours de la petite saison des pluies, entre octobre et décembre, que la circulation cellulaire atteint son maximum d'intensité. Des flux orientés ESE, issus de l'anticyclone des

Mascareignes, se mettent progressivement en place pour atteindre le continent au cours du mois de mars.

Ce début de printemps boréal, concomitant à la remontée saisonnière vers le nord de la ZCIT, est également marqué par un retrait progressif des alizés de NE, laissant la possibilité au flux d'ESE de s'installer au-dessus de la région. Ces derniers, chargés en humidité, s'intensifient au cours des mois d'avril et mai, accompagnant de fait la saison des pluies des long rains. Ces mêmes flux ont tendance à se séparer en deux courants distincts lorsqu'ils rencontrent la côte, l'un continuant vers l'ouest en direction du bassin congolais et l'autre s'orientant vers le nord (plus ou moins parallèlement aux côtes kenyanes et somalienne), puis vers l'est pour alimenter la mousson d'Asie naissante (Nicholson, 1996). À échelle plus locale, des vents de sud-est s'engouffrent entre les reliefs éthiopiens et kenyans. Ces vents forts, connus sous l'appellation de jet Turkana, participent à l'établissement de conditions très sèches sur le nord-ouest du Kenya (Hiri Kinuthia, 1992). À partir du mois de juin jusqu'au début de l'automne boréal, l'anticyclone des Mascareignes gagne en intensité, en même temps que la dépression thermique asiatique se creuse ; ces deux éléments favorisent le développement de la mousson indienne.

La circulation moyenne des flux de basses couches, observés au cours des mois d'août et septembre (Fig. 1.21), reste la même que celle décrite précédemment pour les mois de juin et juillet. Canalisé par les reliefs Kenyan et Ethiopiens, le flux transéquatorial, reste toujours très intense pendant cette période et extrêmement rapide le long de la côte est-africaine. Sa vitesse importante, son parcours parallèle à la côte et la perte d'humidité qu'il subit en franchissant Madagascar stabilise ce flux et limite la convection. La masse d'air qui affecte l'Afrique de l'est contient donc peu d'humidité et favorise le développement de conditions sèches de juillet à septembre. En août, la circulation de mousson indienne est bien installée mais commence à perdre en intensité au cours du mois de septembre. Cette perte d'intensité est due à un bouleversement des conditions thermiques de surface puisque c'est en automne boréal que s'amorce le refroidissement progressif de la zone subtropicale nord.

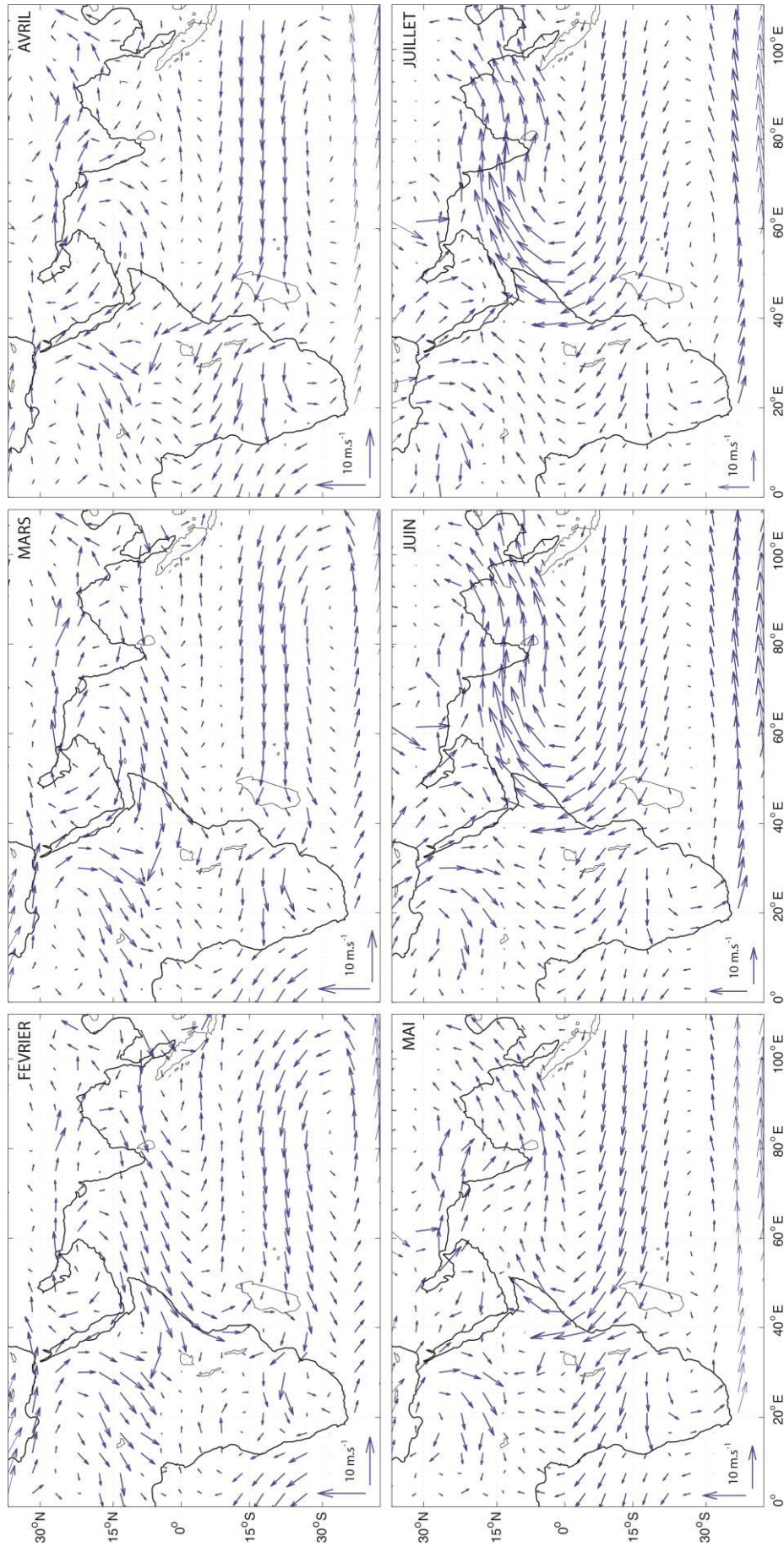


Figure 1.20 : Configurations mensuelles moyennes des champs de vents à 850 hPa pour les mois d'août à janvier 1961-2001. Les flèches bleues matérialisent la résultante du vent zonal et méridien obtenu des réanalyses ERA 40.

Ce refroidissement contribue à la mise en place d'un gradient de pression nord-sud, favorisant ainsi le déplacement des masses d'air du nord vers le sud et le regain d'une activité anticyclonique au-dessus de l'ensemble indo-arabique au cours du mois d'octobre. Les flux de SE, vecteurs d'humidité sur la région, commencent à s'atténuer fortement à partir du mois de novembre pour presque disparaître en décembre. Ils sont progressivement remplacés par des flux de NE qui découlent de l'activité anticyclonique indo-arabique et qui se maintiennent jusqu'au début des long rains de l'année suivante.

Sur le rail équatorial, au-dessus de l'océan Indien, les basses couches se caractérisent par la présence de vents d'ouest à partir de novembre. Ces vents, combinés au flux d'est dans les hautes couches (annexe 1.4), soulignent que la cellule de Walker indienne est établie (Hastenrath, 1995 ; Mutai et Ward, 2000). Cette circulation s'affaiblit progressivement au cours de la saison, allant jusqu'à quasiment disparaître lors des dernières semaines de décembre. C'est cette circulation zonale qui entraîne de la subsidence relative sur la région est-africaine et contribue à faire des short rains une saison des pluies moins active que les long rains.

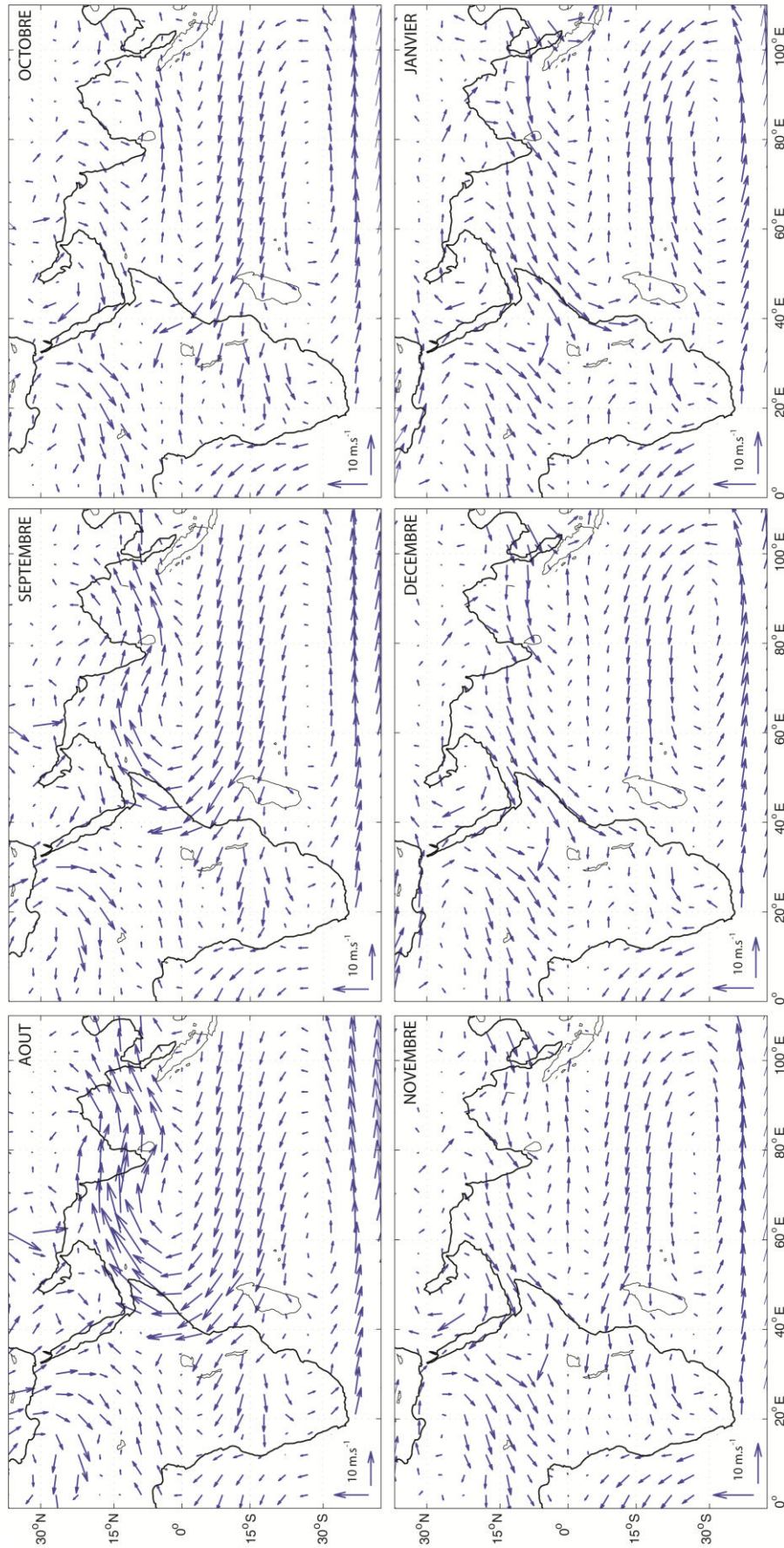


Figure 1.21 : Configurations mensuelles moyennes des champs de vents à 850 hPa pour les mois de août à janvier 1961-2001. Les flèches bleues matérialisent la résultante du vent zonal et méridien obtenu des réanalyses ERA40.

1.2.3 – Occupation du sol et agriculture

1.2.3.1 - Zonage agroclimatique et occupation / utilisation du sol

La répartition des formations végétales au Kenya, principalement calquée sur la topographie, donne naissance à une mosaïque complexe d'occupation du sol (Fig. 1.22a). Les principales zones agroclimatiques (ZAC) présentées en figure 1.22b sont élaborées à partir d'une combinaison entre la disponibilité en eau et le zonage de températures moyennes. Plus des deux tiers du pays, principalement le nord et l'est, sont concernés par un contexte aride peu favorable au développement d'un couvert végétal dense, et portent des steppes ou savanes arbustives (Fig. 1.22a). La côte kenyane échappe à cette aridité et bascule dans une ZAC semi-humide vers le sud (Fig. 1.22b). Cette caractéristique, couplée à la présence de sols argileux, explique le développement d'une agriculture littorale marquée par exemple par les plantations de canne à sucre. L'ouest du pays, c'est-à-dire la région située entre les berges du lac Victoria et la vallée du Rift, se singularise par un contexte humide permettant une agriculture relativement productive. Le centre du Kenya qui regroupe la région qui s'organise autour des monts Kenya et des reliefs plus à l'ouest, représente les ZAC les plus humides. En règle générale, les altitudes plus élevées enregistrent des cumuls de précipitations importants qui sont favorables à l'implantation de cultures gourmandes en eau. Ces espaces sont dédiés à une agriculture dense (Fig. 1.22a), essentiellement tournée vers la culture du thé et du café entre 1 500 et 2 000 m. Au-delà de 2500 m, les températures plus fraîches ont raison des activités agricoles, permettant le développement de forêts humides mixtes (Grainger, 1996).

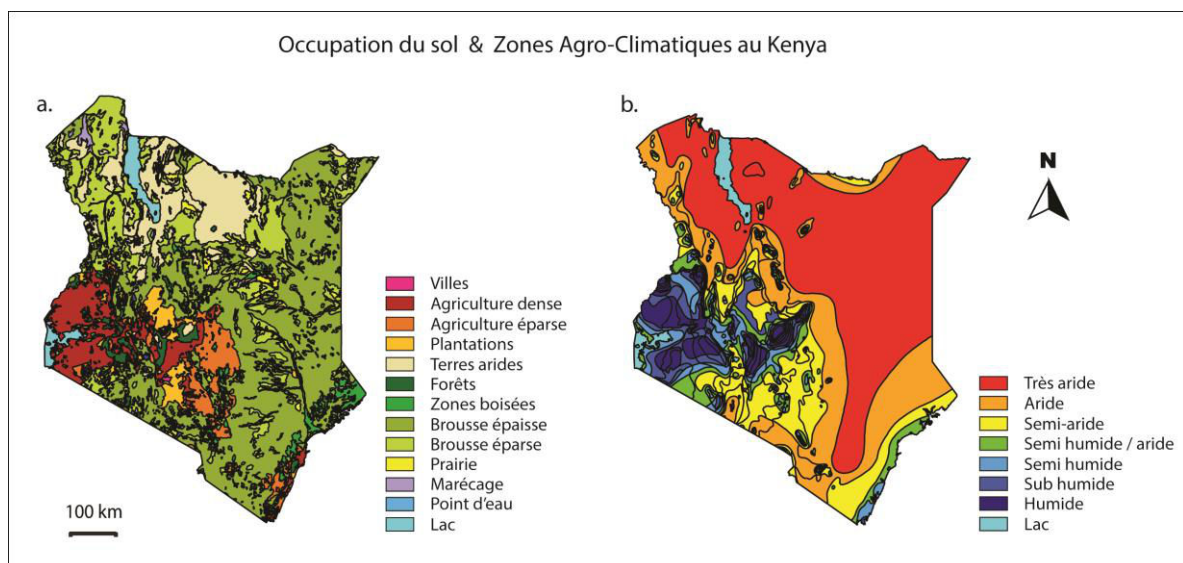


Figure 1.22 : Caractéristiques environnementales du territoire Kenyan avec l'occupation des sols (a) et le zonage agro-climatique (b). Les données proviennent du Kenya Soil Survey et du Kenya Agricultural Research Institute (KARI)

1.2.3.2 - L'agriculture est-africaine

En Afrique orientale équatoriale, la principale activité économique est représentée par l'agriculture, avec plus de 60 % de la population travaillant dans ce secteur (Dixon et al., 2001). L'agriculture est également un secteur majeur pour l'économie car il représente 30 % du produit intérieur brut du Kenya et près de 60 % des recettes d'exportation (ICPAC, 2006). Les exploitations agricoles, comme 80 % d'entre elles en Afrique, sont des exploitations familiales de très petite taille (Altieri, 2008). La plupart des agriculteurs y pratiquent une agriculture pluviale, ce qui fait des précipitations le facteur météorologique le plus important. La variabilité pluviométrique importante dans ces régions (plus forte, à précipitations moyennes égales, que dans les autres régions semi-arides d'Afrique ; Camberlin, 2010), expose donc les populations à de grands risques et peut conduire à des catastrophes sanitaires majeures comme ce fut le cas en 2005-2006 et 2010-2011 avec les sécheresses enregistrées dans l'ensemble de la Corne de l'Afrique.

À l'image de la situation dans la région est-africaine, l'agriculture kenyane est dominée très largement par des activités liées à l'élevage et à la polyculture autour du maïs (Fig. 1.23). La répartition de ces activités est contrainte par la géographie et les conditions climatiques générales. Seul un tiers environ du territoire est exploitable pour des cultures vivrières ou d'exportation (Fig. 1.22a, aplats rouge à orangé). Ces régions où la pluviométrie et les températures offrent des conditions satisfaisantes pour une large gamme de plantes cultivées, se trouvent essentiellement dans les hautes-terres (hormis la haute montagne), les plaines côtières ainsi que dans la région des lacs à l'extrême ouest du pays. La part du territoire restant correspond principalement aux zones arides et semi arides où les précipitations peu abondantes et totalement erratiques ne permettent pas les cultures mais favorisent le développement du pastoralisme (Campbell and Axinn, 1980).

Les cultures vivrières sont principalement céréalières. Les paysans adoptent un système de cultivars multiple basé sur plusieurs cultures et même plusieurs variétés au sein d'une même culture. Ainsi, les céréales sont intégrées dans un système organisé sous forme de jardins et se retrouvent à côté des fruits et légumes. Dans des systèmes non-irrigués, cette stratégie permet de faire face à la fois aux maladies (Fadda et al., 2011) et à la variabilité climatique. Les différentes cultures sont généralement dotées d'exigences thermohydriques différentes et donc de capacités de résistance à la sécheresse plus ou moins importantes. Cultiver plusieurs cultures peut diminuer la vulnérabilité des agriculteurs face à la variabilité climatique (Fraser et al., 2005 ; Reidsma et Ewert, 2008 ; FAO, 2011).

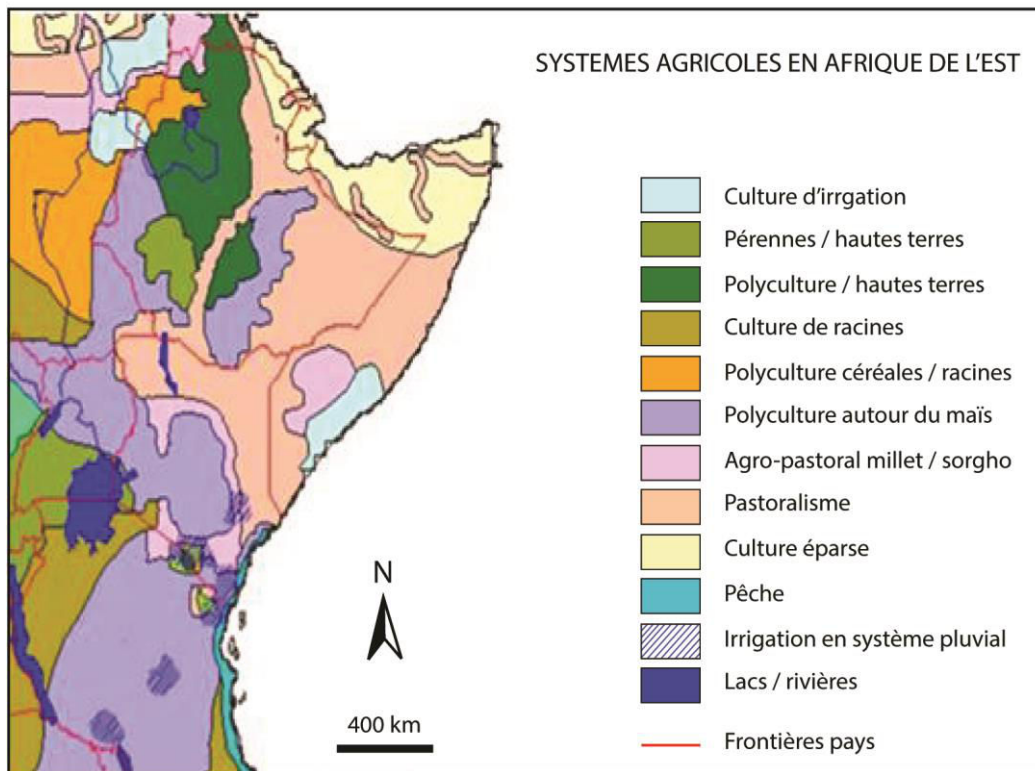


Figure 1.23 : Organisation des systèmes agricoles en Afrique orientale équatoriale (Dixon et al., 2001).

Les systèmes de polycultures sont largement organisés autour du maïs (Fig. 1.23). Depuis près d'un siècle, l'importance de cette céréale n'a cessé de croître au Kenya, au détriment du mil et du sorgho, longtemps considérés comme céréales de base dans cette région du monde (Brooks et al., 2009). Cette situation paraît paradoxale puisque les céréales les plus robustes face à la sécheresse sont délaissées, au bénéfice d'une céréale dont les besoins en eau sont bien plus importants. L'attrait économique, ajouté aux politiques agricoles menées depuis plusieurs décennies, ont favorisé l'adoption de cette céréale par les populations (Smale et Thom, 2003), permettant aujourd'hui au maïs d'être la culture prédominante dans plusieurs pays d'Afrique de l'Est, dont le Kenya. Mwangera (2012) discute de ce phénomène en montrant notamment la croissance fulgurante de la production de maïs au Kenya depuis les années 1960, au contraire du mil et du sorgho, dont la production nationale était déjà faible, et dont le déclin s'est accentué depuis le début des années 1980 (Fig. 1.24a). En s'appuyant sur des enquêtes réalisées auprès de populations implantées le long des pentes orientales du mont Kenya, Mwangera (2012) montre que la popularité du maïs ne cesse de croître depuis 1970, au détriment des autres céréales pourtant bien plus résistantes à la sécheresse (Fig. 1.24b).

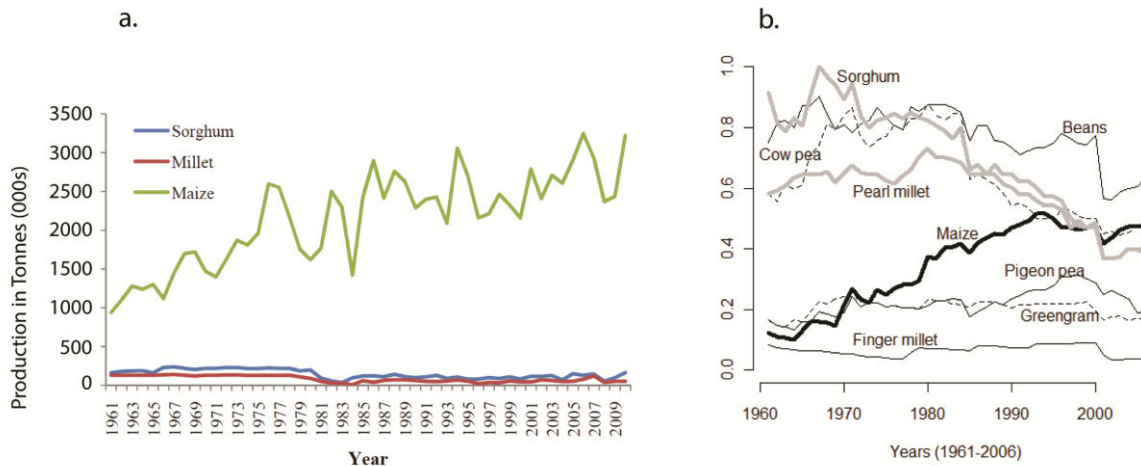


Figure 1.24 : Tendance dans la production de maïs, mil et sorgho au Kenya au cours de la période 1961-2009 (a) et dynamique des systèmes de cultures en altitude (1 100 m) au sein de la communauté Meru (b). Figures extraites de Mwongera, 2012.

Malgré la préférence incontestable des agriculteurs pour le maïs depuis plusieurs décennies, le sorgho conserve une place non négligeable dans l'agriculture est-africaine, comme en Éthiopie, Ouganda ou encore Tanzanie où sa production couvre l'ensemble du pays (Fig. 1.25). Au Kenya, la situation est différente puisque sa production se cantonne seulement à deux régions, le centre est et l'extrême ouest. À l'ouest du pays, et plus particulièrement sur les rives du lac Victoria, la culture du sorgho se perpétue traditionnellement au sein de l'ethnie Luo.

Le projet PICREVAT a focalisé son attention sur la culture du sorgho dans l'autre région, c'est-à-dire le centre est du pays. Même si à l'échelle du Kenya la culture du sorgho ne se situe qu'en troisième position des cultures céréalières, derrière le maïs et même le blé, le sorgho reste un élément crucial dans toutes les zones à pluviométrie réduite ou très variable dans le temps, comme il en existe au centre du Kenya. Il est un gage de sécurité alimentaire dans le sens où sa résistance à la sécheresse vient

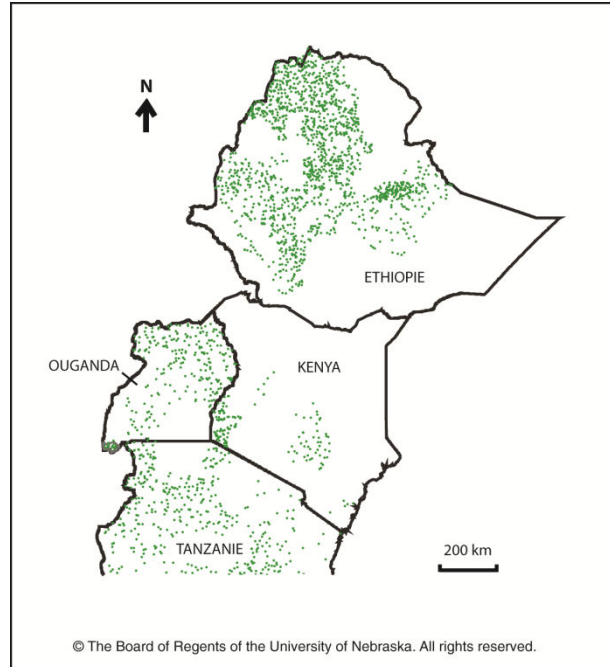


Figure 1.25 : Géolocalisation de la production de sorgho en Afrique orientale. Chaque point vert représente 1 000 ha.an-1 (extrait de Wörtmann et al., 2006).

contrebalancer la principale contrainte écologique de ces milieux que représente la faible disponibilité en eau (Taylor, 2003). Comme il a été dit précédemment, sa culture s'effectue dans des exploitations de très petite taille, très peu mécanisées et dont l'objectif majeur reste une production finale purement vivrière. En effet, dans la plupart de ces régions, le sorgho cultivé n'est pas commercialisé, mais consommé directement au sein de l'exploitation ; à titre d'exemple, Wortmann et al. (2006) rappellent que seulement 30 % de la production totale kenyane est mise sur le marché.

1.3 - Synthèse de chapitre

Ce premier chapitre a permis une présentation des caractéristiques géo-climatiques et agricoles de la région étudiée et des bases de données utilisées dans la thèse.

- **La région** Kenya Nord-Tanzanie (6°N-6°S ; 33°E-42°E) est caractérisée par une organisation géographique complexe et fortement contrastée dans l'espace. Les hautes terres de l'ouest kenyan ou de Tanzanie du nord, où s'inscrivent quelques sommets remarquables, s'opposent aux basses terres du nord et de l'est du Kenya.
- **Les précipitations** sont principalement régies par une répartition annuelle moyenne bimodale centrée sur le printemps boréal (Mars à Mai) pour les long rains, et l'automne boréal (Octobre à Décembre) pour les short rains. Cette bimodalité ne s'exprime pas de la même manière selon les régions considérées, avec notamment, des saisons sèches moins marquées à proximité du lac Victoria. Les pluies coïncident avec la migration saisonnière de la ZCIT et sont associées à des modifications importantes de la circulation marquées, dans les basses couches, par un renversement des flux qui passent de SE à NE en automne boréal et de NE à SE en début de printemps boréal.
- **Les activités agricoles** sont fortement contraintes par les gradients pluvio-thermiques. Elles reposent assez largement sur des cultures vivrières, parmi lesquelles le maïs et le sorgho. Cette dernière, en recul mais composante importante de la sécurité alimentaire, est notamment cultivée sur les pentes du Mont Kenya, objet de l'analyse agroclimatique du chapitre 5.

- La **base de données** de précipitations quotidiennes est au cœur des analyses climatiques de ce travail. Elle est constituée de 53 stations représentatives des principaux contrastes environnementaux de la région (altitudes, régimes climatiques) et disposant de précipitations quotidiennes sur la période 1961-2001. Un diagnostic approfondi de cette base de données est réalisé permettant d'éliminer les valeurs douteuses et de mettre en place et de valider une méthodologie de reconstruction de pluies quotidiennes.

CHAPITRE 2

CHOIX, DEFINITION ET DIAGNOSTIC DES DESCRIPTEURS PLUVIOMETRIQUES INTRASAISSONNIERS

Trois points sont abordés dans ce chapitre :

- la définition des variables ou descripteurs intrasaisonniers (DIS) permettant de décomposer les différents éléments pouvant caractériser une saison des pluies et son organisation temporelle. En partant du postulat que certaines de ces variables sont susceptibles d'influencer les activités agricoles, il s'agit d'élaborer une batterie de DIS pertinents permettant d'expliquer la variabilité de variables agricoles clés, comme le rendement céréalier par exemple ;
- un diagnostic des DIS calculés à partir des pluies observées au cours de la période 1961-2001 pour chacune des cinquante-trois stations réparties sur l'espace Kenya et Tanzanie du Nord. Il s'agit d'étudier les DIS, en s'intéressant à leur variabilité spatiale dans la complexité géographique de l'espace est-africain et à leur comportement moyen ;
- une estimation de la prévisibilité potentielle des DIS à partir du postulat de son expression par la cohérence spatiale des variations temporelles. Cette dernière est quantifiée à l'aide d'outils statistiques tels que les corrélations de Bravais Pearson, l'estimation du degré de liberté spatiale (DOF) ou encore la variance des anomalies standardisées ($\text{var}(\text{SAI})$).

2.1 – Définitions

Les régions tropicales se caractérisent le plus souvent par une pluviométrie inégalement distribuée dans le temps, à tel point que l'année se divise distinctement en saisons sèches et en saisons pluvieuses. En Afrique de l'Est, les précipitations se répartissent principalement en deux saisons des pluies, dont chacune possède ses propres caractéristiques physiques.

2.1.1 – Les composantes d'une saison des pluies

Qu'est-ce qu'une bonne ou une mauvaise saison des pluies ? Dans un premier temps, la qualité d'une saison des pluies peut être appréhendée par des variables descriptives simples comme le cumul saisonnier ou encore la durée de la saison. Mais ces variables tronquent la réalité car il est évident qu'une saison des pluies est un objet climatique bien plus complexe résultant d'une combinaison entre des variables intrasaisonnières relatives à l'organisation temporelle des pluies. Pour illustrer ces propos, deux saisons des pluies théoriques ont été représentées en figure 2.1.

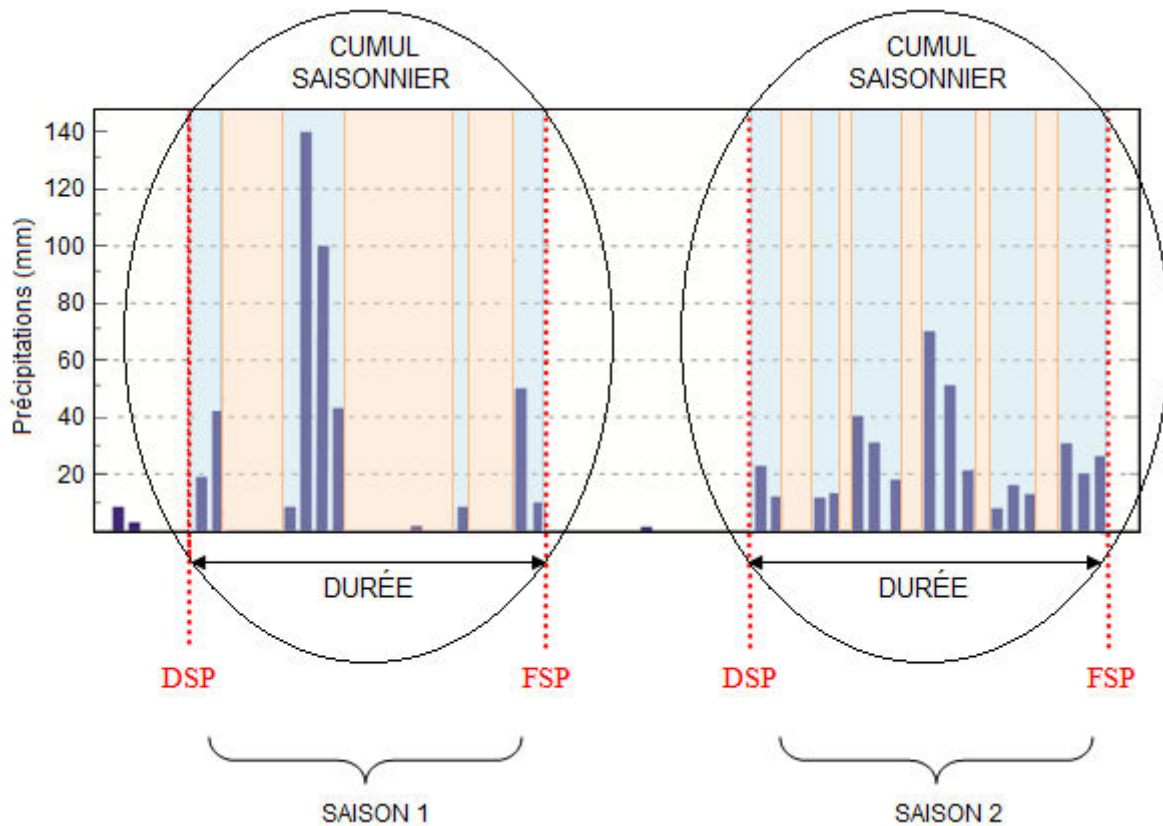


Figure 2.1 : Illustration de deux types de saisons des pluies à cumul et durée identiques.

Ces deux saisons possèdent un cumul et une durée strictement identiques, mais elles sont loin d'être identiques en termes de répartition des événements pluvieux intrasaisonniers. La première saison se caractérise par une répartition inhomogène des pluies, qui se traduit par la présence de seulement trois épisodes pluvieux relativement courts, mais marqués par de fortes intensités quotidiennes. Ces trois épisodes sont séparés par de longues séquences sèches, qui prédominent au cours de la saison. La seconde saison est différente car les événements pluvieux sont plus nombreux (mais de courte durée) et les intensités qui les caractérisent sont donc plus faibles. En dépit d'une durée et d'un cumul saisonnier identiques, les deux saisons recouvrent des réalités très différentes avec des effets potentiels sur la croissance des plantes cultivées opposés, un risque de stress hydrique plus élevé pour les plantes au cours de la saison une.

Au regard des simples constatations faites à partir de l'illustration précédente, il paraît évident que réduire la qualité d'une saison des pluies à son simple cumul n'est pas pleinement satisfaisant. En réalité, une saison des pluies est structurée autour d'un enchevêtrement de variables pluviométriques qui construisent le cumul saisonnier.

Moron et al. (2006, 2007) décomposent le cumul saisonnier comme le produit du nombre de jours de pluie et de l'intensité quotidienne moyenne des précipitations :

$$\text{CUM} = \text{NJP} * \text{INT} \quad (\text{eq. 2.1})$$

avec CUM, le cumul pluviométrique saisonnier (en mm), NJP le nombre de jours pluvieux observés entre le démarrage et la fin de la saison des pluies et INT qui est l'intensité moyenne des jours pluvieux (en mm.j⁻¹).

À son tour, le nombre de jours de pluie peut être décomposé comme étant le produit entre la fréquence des jours de pluies (FJP, rapport variant entre 0 et 1) et la durée de saison (DUR, en jours). La durée de la saison agit directement sur le nombre de jours pluvieux puisque la probabilité d'obtenir un nombre élevé de jours de pluie augmente avec la durée de la saison :

$$\text{NJP} = \text{DUR} * \text{FJP} \quad (\text{eq. 2.2})$$

La durée de la saison des pluies n'est autre que le nombre de jours comptabilisés entre la date de démarrage (DSP, en jours julien) et la date de fin (FSP, en jours julien) de la saison des pluies, autrement dit :

$$\text{DUR} = \text{FSP} - \text{DSP} + 1 \quad (\text{eq. 2.3})$$

Ainsi, la réunion des équations (1) à (3) permet de traduire numériquement la combinaison de variables pluviométriques qui contribuent à produire un cumul saisonnier donné :

$$\text{CUM} = (\text{FSP} - \text{DSP} + 1) * \text{FJP} * \text{INT} \quad (\text{eq. 2.4})$$

Une approche comparable peut être mise en place en considérant la structuration de la saison des pluies, non plus à partir des jours de pluies, mais à partir d'autres variables intrasaisonnières telles que le nombre d'épisodes pluvieux/secs (nbEP / nbES) ou encore la longueur moyenne de ces épisodes (lmEP / lmES).

2.1.2 – Le démarrage de la saison

Conceptuellement, le démarrage et la fin de la saison des pluies sont relativement simples à appréhender car ils symbolisent tous deux un changement brutal dans l'évolution/l'état de l'atmosphère, se traduisant par le déclenchement de pluies durables dans le premier cas et l'arrêt persistant de ces mêmes pluies pour la fin de saison.

Néanmoins, l'identification objective d'une date de démarrage ou d'une date de fin de saison est difficile car elle dépend sensiblement du point de vue considéré. Ainsi, climatologues, hydrologues ou encore agronomes utiliseront des définitions différentes, toutes élaborées pour répondre à des problématiques différentes. Quand les climatologues considèrent le démarrage de la saison des pluies comme étant l'installation de systèmes pluviogènes associés à un bouleversement significatif de certains champs atmosphériques, les agroclimatologues préfèrent eux, retenir une définition plus complexe, non plus basée uniquement sur la pluie mais en intégrant d'autres variables physiques relatives aux propriétés du sol et de la plante par exemple.

2.1.2.1 – État des connaissances

Dans leurs travaux portant sur la prévision d'une date de démarrage des pluies d'échelle régionale en Afrique de l'Ouest, Laux et al. (2008) suggèrent de discerner deux catégories de définitions pour le démarrage de la saison. La première s'appuie sur la dynamique atmosphérique en se focalisant sur les champs de vents ou les flux d'humidité par exemple. La seconde regroupe des définitions non-dynamiques, qui s'appuient essentiellement sur les précipitations et qui sont éventuellement assorties de critères agroclimatiques nécessitant le besoin d'informations à l'échelle locale.

a) Définitions dynamiques

Dans la première catégorie se retrouvent beaucoup de travaux portant sur la mousson australienne. Par exemple, Murakami et Sumi (1982) définissent le démarrage de la saison des pluies en s'appuyant sur les modifications de champs de vents à 850 et 200 hPa. En appliquant cette méthodologie à la station de Darwin, Holland (1986) identifie le démarrage de la saison des pluies comme la première occurrence de flux d'ouest en surface. Quelques années après, Hendon et Liebmann (1990) ainsi que Joseph et al. (1991) se réapproprient cette définition en ajoutant une notion relative à la présence d'humidité dans les basses couches. Ils définissent ainsi le démarrage de la saison des pluies comme la première occurrence de flux d'ouest chargés en humidité à 850 hPa.

En Afrique de l'Est, si aucune définition du démarrage ou de la fin de saison pluvieuse n'est directement établie à partir de variables dynamiques, plusieurs travaux ont toutefois permis de comprendre les configurations atmosphériques favorables au déclenchement des pluies. Kiangi et Temu (1988), Camberlin et Wairoto (1997), ainsi qu'Okoola (1999b) s'accordent pour dire qu'en Afrique de l'Est équatoriale, les épisodes pluvieux intenses du printemps boréal sont associés à des flux d'ouest dans les niveaux inférieurs de la troposphère. Okoola (1999a) ajoute que les pluies intenses qui marquent le début des long rains sont déclenchées par des flux d'ouest équatoriaux. Camberlin et Okoola (2003) suggèrent qu'une modification du gradient de pression entre les bassins océaniques Atlantique et Indien serait favorable à l'intensification des flux d'est qui ralentissent le décalage vers l'est de la branche méridienne de la ZCIT, retardant par conséquent le démarrage de la saison des pluies au cours du printemps boréal. Les travaux portant sur la dynamique atmosphérique associée au démarrage des short rains sont actuellement inexistantes.

Dans un autre registre, mais toujours en considérant des événements météorologiques large échelle comme probables déclencheurs des pluies, le démarrage de la saison peut être déterminé à partir d'indices zonaux portant sur la convection profonde estimée à partir de la radiation infrarouge sortante (OLR) (Kousky, 1988 ; Horel et al., 1989 ; Fontaine et al., 2008). L'application de cette méthode en Afrique de l'Est est limitée aux travaux de Riddle et Cook (2008) et Riddle et Wilks (2012) qui ont démontré l'existence de plusieurs phases de déplacements méridiens soudains des zones de pluie sur la façade est de l'Afrique entre mars et juin, mais sans pour autant les relier directement aux démarrages des saisons des pluies dans les différentes régions étudiées.

b) Définitions fondées sur des critères pluviométriques

La seconde catégorie considère le démarrage et la fin de saison comme des événements occurrents à des systèmes de pluie dotés d'une certaine persistance temporelle. Dans cette catégorie figure notamment des définitions à caractère agroclimatologique, construites autour de seuils pluviométriques permettant de répondre aux besoins locaux d'une culture donnée. Les critères retenus sont très variés, mais trois types de définitions conceptuelles semblent se dégager tout de même.

Le premier type de définition s'établit à partir de valeurs de pluies relatives calculées comme une part du cumul pluviométrique saisonnier (Gregory, 1969 ; Hulme, 1987) ou annuel (Nicholls, 1984). Alusa (1978), reprenant la méthode des pluies cumulées développée par Ilesanmi (1972), a identifié le déclenchement et la fin de saison dans plusieurs stations d'Afrique de l'Est en considérant simplement que la saison des pluies débute et se termine lorsque les précipitations cumulées dépassent un certain pourcentage du total saisonnier moyen. À l'image de Liebmann et Marengo (2001), Camberlin et Diop (2003) ont appliqué une approche semblable, mais ne nécessitant aucune fixation de seuils, pour étudier les caractéristiques de la saison des pluies au Sénégal. La méthode consiste à analyser simultanément les anomalies cumulées de précipitations quotidiennes de plusieurs stations via une ACP (E. 2.1). Il s'agit ensuite de cumuler les scores du premier mode de l'ACP et de repérer les valeurs minimales et maximales, qui correspondent respectivement aux dates de début et de fin de la saison des pluies. L'intérêt principal de cette méthode est de pouvoir déterminer un démarrage et une fin de saison régionaux en respectant la climatologie du démarrage de saison à l'échelle stationnelle. En Afrique de l'Est, cette méthodologie fut réutilisée par Camberlin et Okoola (2003) afin d'analyser la variabilité interannuelle du démarrage et de la fin des long rains 1958-1987.

Le deuxième type de définition est clairement à vocation agroclimatologique. Il relève de l'échelle spatiale fine (parcelle), et se structure autour de deux éléments majeurs se référant à l'abondance pluviométrique (une certaine quantité de précipitations) et à la dynamique des pluies (succession d'un certain nombre de jours humides et secs). Ces deux éléments sont décrits par des seuils pluviométriques fixés de telle sorte qu'ils garantissent la disponibilité en eau nécessaire à la plante durant la période végétative afin d'éviter le flétrissement des plantes et la perte des récoltes (Walter, 1967 ; Omotosho, 1992 ; Omotosho et al., 2000). Les agroclimatologues définissent donc le démarrage de la saison en utilisant une variété de seuils empiriques (Stern et al., 1981 ; Sivakumar, 1988 ; Ati et al., 2002 ; Omotosho, 1992, 2000 ;

Moron et al., 2009 ; Marteau et al., 2009). Dans la majorité des cas, le démarrage de la saison des pluies se définit comme le premier jour pluvieux d'une séquence pluvieuse de N jours, recevant une quantité de pluie de P mm, sans être suivi d'une séquence sèche de k jours enregistrant moins de X mm de pluie, au cours d'une période de C jours suivants. Par exemple, Jolliffe et Dodd (1994) se sont intéressés à la détection précoce du démarrage des pluies en Afrique de l'Est équatoriale en focalisant leurs travaux sur des stations implantées en Ouganda et en Zambie. Ils ont calculé la date de démarrage des pluies à partir d'une définition agroclimatique adaptée de celle appliquée par Stern et al. (1981) en Afrique de l'Ouest. Ils considèrent que la saison des pluies débute lorsqu'un total de 25 mm de précipitations est enregistré pendant une période de cinq jours consécutifs, avec nécessité que le jour faisant office de date de démarrage ainsi que deux autres jours de la pentade soient pluvieux (précipitations > 0.1 mm). Ils complètent la définition en ajoutant un critère de contrôle permettant de vérifier qu'il n'y ait pas d'épisodes secs de plus de sept jours consécutifs au cours des trente jours succédant au démarrage.

Le troisième type de définitions du démarrage de la saison des pluies ne considère plus uniquement les précipitations brutes, mais intègrent d'autres critères tels que l'évaporation potentielle, l'humidité du sol ou encore la disponibilité de l'eau dans le sol. Dans le nord du Nigéria, Benoît (1977) définit le début de la saison comme la date à laquelle les pluies cumulées dépassent et restent supérieures à la moitié de l'évapotranspiration potentielle de la saison complète, sans qu'un épisode sec d'au moins cinq jours succède à la date de démarrage repérée. De même, pour calculer une date de démarrage dans le centre du Soudan, Hulme (1987) applique un modèle qui détermine le début de la saison des pluies comme le premier jour d'une période d'au moins dix jours consécutifs enregistrant un bilan hydrique positif. La méthode DEPTH (Raes et al., 2004), basée sur la quantité d'eau disponible dans le sol, est utilisée par Mugalavai et al. (2007, 2008) afin de déterminer la date de démarrage des pluies efficaces allouées à la culture du maïs dans l'ouest du Kenya. En accord avec Kipkorir et al. (2007), ils préconisent l'utilisation combinée des seuils de 40 mm de précipitations cumulées pendant au moins quatre jours pour déterminer les dates de démarrage de la région. Walter (1967) développe une méthode de détermination du démarrage de la saison en ne se focalisant pas essentiellement sur des seuils empiriques de précipitations, mais en considérant également la probabilité qu'un long épisode sec se produise après qu'une certaine quantité de pluie a été enregistrée.

D'autres approches fondées sur les savoirs traditionnels existent pour définir, voire même anticiper le démarrage des pluies. Ces approches, parfois déconnectées des réalités climatologiques, ne sont pas basées sur les précipitations. Elles méritent néanmoins d'être présentées tant elles ont été, et sont encore parfois, utilisées dans certaines ethnies. Ainsi, Jackson (1982) répertorie plusieurs techniques utilisées par les populations en Tanzanie pour repérer le déclenchement durable des précipitations. Elles s'appuient sur des indicateurs traditionnels tels que l'augmentation des températures, l'activité orageuse accrue (tonnerre et éclairs), ainsi que des indicateurs biologiques comme l'arrivée ou le départ de certaines espèces d'oiseaux ou d'insectes par exemple. Loin de les considérer comme ésotériques, il admet toutefois que ces indicateurs restent difficiles à quantifier et par conséquent à intégrer dans un modèle prévisionniste du démarrage des pluies. Suite à leurs travaux menés sur la prévision des pluies au Burkina-Faso, Roncoli et al. (2002) notent que le recours à ces méthodes traditionnelles, qui permettent d'anticiper l'arrivée des pluies, sont de plus en plus délaissées par les agriculteurs au profit de méthodes scientifiques plus robustes dont la demande ne cesse de croître.

2.1.2.2 – Définitions retenues dans ce travail

L'étude de prévisibilité de variables pluviométriques clés pour la réussite des activités agricoles reste l'objectif majeur de ce travail. Pour cette raison, les définitions utilisées sont basées sur des critères à dominante agroclimatique. Comme détaillé en introduction, l'analyse de prévisibilité des DIS va considérer deux échelles spatiales, locale et régionale :

- à l'échelle locale, on calculera des dates effectives (en jours juliens) de démarrage/fin des pluies qui pourront être mises en correspondance avec l'évolution des événements météorologiques au pas de temps journalier ;

- à l'échelle régionale, la définition utilisée ne donne pas de dates réelles mais permet d'obtenir un indice décrivant la précocité ou la tardiveté relative du démarrage/fin de saison par rapport à la moyenne 1961-2001 sur l'ensemble de la région.

a) Le démarrage local de la saison: une même définition pour toutes les stations ?

Motivée par l'enjeu du travail qui est de fournir une information le plus précise possible aux utilisateurs finaux (les agriculteurs), l'approche locale, bien qu'elle soit difficile à appréhender, reste incontournable dans l'optique de la prévision à échelle fine.

Pour chacune des cinquante-trois stations du réseau, les dates de démarrage de la saison des pluies sont calculées à partir d'une définition agroclimatique. Pour rappel, cette définition qui est basée sur une variété de seuils empiriques de précipitations, considère le démarrage de la saison des pluies comme étant le premier jour pluvieux d'une séquence pluvieuse d'au moins N jours, recevant une quantité de pluie de P mm, sans être suivie d'un épisode sec de k jours enregistrant moins de X mm de pluie, au cours d'une période de C jours suivants (période de contrôle), qui permet d'éliminer les faux départs de la saison des pluies.

Ce type de définition exige une sélection experte des seuils afin d'identifier au mieux le déclenchement des pluies sur l'ensemble de la région. Les travaux réalisés par Sivakumar (1988, 1992) montrent que ce modèle de définition convient parfaitement dans un contexte pluviométrique stable et invariant dans l'espace où les seuils retenus sont plus ou moins inféodés à des plantes particulières, dont les besoins en eau sont connus. En revanche, l'utilisation de ce genre de définition devient inappropriée lorsqu'il s'agit de considérer des échelles spatiales plus larges qui regroupent des stations implantées dans des contextes géographiques et climatiques différents. La complexité géographique de la région est-africaine induit de forts contrastes pluviométriques sur de courtes distances (Nicholson, 1996). Ainsi, l'idée même d'établir une définition du démarrage de la saison des pluies basée sur une unique combinaison de seuils fixes pour un ensemble aussi vaste que le Kenya et la Tanzanie du Nord semble utopique. Néanmoins, une investigation bibliographique portant sur l'Afrique de l'Est et sur des régions aux contextes climatiques comparables a été réalisée afin de repérer d'éventuels seuils récurrents dans ce type de définitions. Le tableau 2.1 regroupe les résultats de vingt études, parmi d'autres, retenant une définition agroclimatique du démarrage de la saison des pluies. Trois critères ont été particulièrement ciblés dans cette étude bibliographique : il s'agit de la quantité de précipitations (P) nécessaire au déclenchement de la saison des pluies, la longueur de la séquence enregistrant cette quantité de pluie (N) et enfin la période de contrôle (C), importante dans la gestion des faux démarrages de saison.

- La quantité de précipitation (P) : ce premier critère montre une diversité non négligeable d'une région à une autre. Si Kaihura et Stoking (2003) ou encore Omotosho, 1990) retiennent un seuil de 10 mm, respectivement pour la Tanzanie et le Nigéria du Nord, nombre d'auteurs (Raes et al., 2004 ; Kipkorir et al., 2007 ; Mugalavai et al., 2007, 2008 ; Barron et al., 2003) préfèrent retenir une quantité de pluies plus élevée, correspondant à 40 mm. Ces seuils ne prennent une réelle signification que lorsqu'ils sont associés à la longueur de la séquence pluvieuse (N).

- **La longueur de la séquence pluvieuse (N)** retenue pour définir le déclenchement de la saison des pluies est le paramètre qui présente la diversité la plus importante d'une région à une autre. Cette diversité se traduit par un panel de seuils évoluant de deux jours (Stern et al., 1981) à huit jours pour les districts de Machakos au Kenya et Same en Tanzanie (Barron et al., 2003). Malgré cette diversité, il semble que les définitions élaborées pour définir une date de démarrage de la saison des pluies dans une région aride utilisent des longueurs de séquence pluvieuse N inférieures à celles utilisées dans des régions plus humides.

- **La longueur de la période de contrôle (C)** apparaît finalement comme l'élément le plus invariant selon les auteurs, puisque une période de contrôle de trente jours est appliquée dans la majorité des études. Il faut noter toutefois que dans près de la moitié des études, la période de contrôle disparaît, ou n'est pas stipulée par l'auteur, reléguant ainsi ce critère à un rôle de second plan.

En résumé, il apparaît difficile de retenir une combinaison de seuils fixes en se basant uniquement sur la littérature. Toutefois, cette synthèse bibliographique a permis de mettre en évidence un panel borné de seuils traditionnellement appliqués aux définitions agroclimatiques de démarrage de la saison des pluies dans des contextes climatiques ressemblant à ceux (variés) de la région Kenya-Tanzanie. Même en restreignant l'analyse uniquement aux travaux portant sur l'Afrique de l'Est, les conclusions restent, à quelques détails près, les mêmes. L'éventail des seuils pluviométriques évolue plus ou moins si l'on considère le degré d'aridité de la zone d'étude à laquelle ils s'appliquent. Ainsi, P se décline de 10 à 40 mm, N évolue entre deux et huit jours et la période de contrôle C oscille entre vingt et quarante jours, avec toutefois une prédominance de trente jours.

Tableau. 2.1 : Synthèse bibliographique (vingt travaux) de définitions du démarrage de la saison des pluies à partir d'une approche agromatologiques en Afrique de l'Est (AE), de l'Ouest (AO) et Amérique du Sud (AS). Un intérêt particulier est porté aux critères de précipitation (P), longueur de la séquence enregistrant cette quantité de pluie (N) et période de contrôle (C).

RÉFÉRENCES	LOCALISATION Afr. de l'Est (AE), de l'O. uest (AO) et Am. du Sud (AS)	RÉGIME	P	N () = variante	P/N	C () = épisode sec	REMARQUE
Alusa et Mushi, 1974; Alusa, 1978	AE Kenya, Ouganda, Tanzanie	aride à humide	1/73 mm	5 jours	/	/	/
Mhita et Nassib, 1987	AE Tanzanie	sub-humide	15 mm	7 jours	2.1 mm.j ⁻¹	30 jours (15 j)	après une date fixée localement
Jolliffe et Sarría-Dodd, 1994	AE Ouganda et Zambie	humide	25 mm	5 jours (3 jours)	5 mm.j ⁻¹	30 jours (7 j)	/
Kaihura F, Stoking M, 2003	AE Tanzanie	sub-humide	10 mm	7 jours (3 jours)	1.4 mm.j ⁻¹	/	/
Barron <i>et al.</i> , 2003	AE Kenya (Machakos D.)	semi-aride	40 mm	8 jours	5 mm.j ⁻¹	/	après 1 mars (LR) 1 octobre (SR)
Barron <i>et al.</i> , 2003	AE Tanzanie (Same D.)	semi-aride	30 mm	8 jours	3.75 mm.j ⁻¹	/	après 1 mars (LR) 1 octobre (SR)
Raes <i>et al.</i> , 2004	AE Zimbabwe	humide	40 mm	4 jours	10 mm.j ⁻¹	/	/
Kipkorir <i>et al.</i> , 2007	AE Ouest Kenya	humide / sub-humide	40 mm	4 jours	10 mm.j ⁻¹	/	/
Mugalavai <i>et al.</i> , 2007, 2008	AE Ouest Kenya	sub-humide	40 mm	4 jours	10 mm.j ⁻¹	/	/
Stern <i>et al.</i> , 1981	AO Nigéria	sub-humide	25 mm	5 jours (2 jours)	5 mm.j ⁻¹	30 jours (7 j)	/
Stern <i>et al.</i> , 1981	AO Benin - Nigéria	sub-humide	20 mm	2 jours	10 mm.j ⁻¹	/	/
Sivakumar, 1988	AO Burkina Faso	aride	20 mm	3 jours	6.6 mm.j ⁻¹	30 jours (7 j)	après le 1 ^{er} mai
Omotosho <i>et al.</i> , 1990	AO Nord Nigéria	aride	10 mm	4 averse	2.5 mm.averse ⁻¹	entre 2 averse (7 jours)	/
Sarría-Dodd et Jolliffe, 2001	AO Burkina Faso	sub-aride/ sub-humide	25 mm	5 jours (3 jours)	5 mm.j ⁻¹	30 jours (7 j)	/
Sarría-Dodd et Jolliffe, 2001	AO Burkina Faso	sub-aride/ sub-humide	25 mm	6 jours	4.1 mm.j ⁻¹	40 jours (10 j)	/
Ati <i>et al.</i> , 2002	AO Nord Nigéria	sub-aride/ sub-humide	> 25 mm	3 jours	>2.5 mm.j ⁻¹	30 jours (7j)	Référence à ETP
Balme <i>et al.</i> , 2005	AO Ouest Niger	aride	20 mm	3 jours	6.6 mm.j ⁻¹	30 jours (7 j)	après le 1 ^{er} mai
Marteau <i>et al.</i> , 2009	AO Sahel occidental et central	aride	20 mm	2 jours	10 mm.j ⁻¹	30 jours (7 j)	après le 1 ^{er} mai
Marteau <i>et al.</i> , 2010	AO Ouest Niger	aride	20 mm	3 jours	6.6 mm.j ⁻¹	20 jours (7 j)	après le 15 avril
Marengo <i>et al.</i> , 2001	AS Brésil	sub-humide	30 mm	5 jours	6 mm.j ⁻¹	/	/

La littérature n'ayant pas permis d'isoler des valeurs seuils plutôt que d'autres, des éléments physiques ou biologiques rattachés aux seuils pluviométriques P, N et C sont retenus pour définir les dates de démarrage des pluies sur la région Kenya-Tanzanie du Nord.

1/ Quantité de pluie minimale (P)

D'un point de vue agronomique, la quantité de pluies initiale est un élément clé puisqu'elle déclenche la germination de la graine préalablement déposée dans le sol. Pour que cette germination se fasse dans des conditions optimales, il est important qu'aucun stress hydrique ne se mette en place au cours des premiers jours du cycle végétatif. Une quantité d'eau insuffisante permettrait à la graine d'effectuer sa phase d'imbibition, c'est-à-dire l'entrée d'eau dans la graine, mais ne permettrait probablement pas la mise en place des premières feuilles et d'un système racinaire élémentaire suffisamment fort pour permettre à la plante de croître dans de bonnes conditions. Chatereau et Nicou (1991) proposent le seuil de 20 mm de précipitations comme la quantité d'eau minimale nécessaire pour la germination du sorgho et plus généralement des céréales. D'un point de vue climatique, les 20 mm de précipitations représentent une quantité de pluie potentiellement atteignable dans toutes les stations du réseau. Ce seuil est donc un compromis satisfaisant entre les considérations climatiques et agronomiques de la région.

2/ Longueur de l'épisode pluvieux déclencheur de la saison des pluies (N)

Le choix de ce critère s'est établi à partir de constatations purement climatiques. En effet, il n'est pas forcément nécessaire de prendre en compte des séquences longues (≥ 3 jours) car le seuil de 20 mm, lors d'un événement pluvieux, est atteint (toutes stations confondues) lors des deux premiers jours de la séquence pluvieuse dans près de la moitié des séquences pluvieuses enregistrées sur les long rains et short rains de la période 1961-2001 (Fig. 2.2).

3/ Période de contrôle (C)

Enfin le nombre de jours constituant la période de contrôle a été fixé à vingt jours, car dans un contexte semi-aride ouest-africain (Marteau, 2010), c'est cette longueur de période de contrôle qui semble donner les dates de démarrage de la saison des pluies le plus conformes aux dates de semis. Des tests réalisés a posteriori montrent que ce seuil joue finalement un rôle secondaire dans la détermination des dates de démarrage à partir d'une définition agroclimatique.

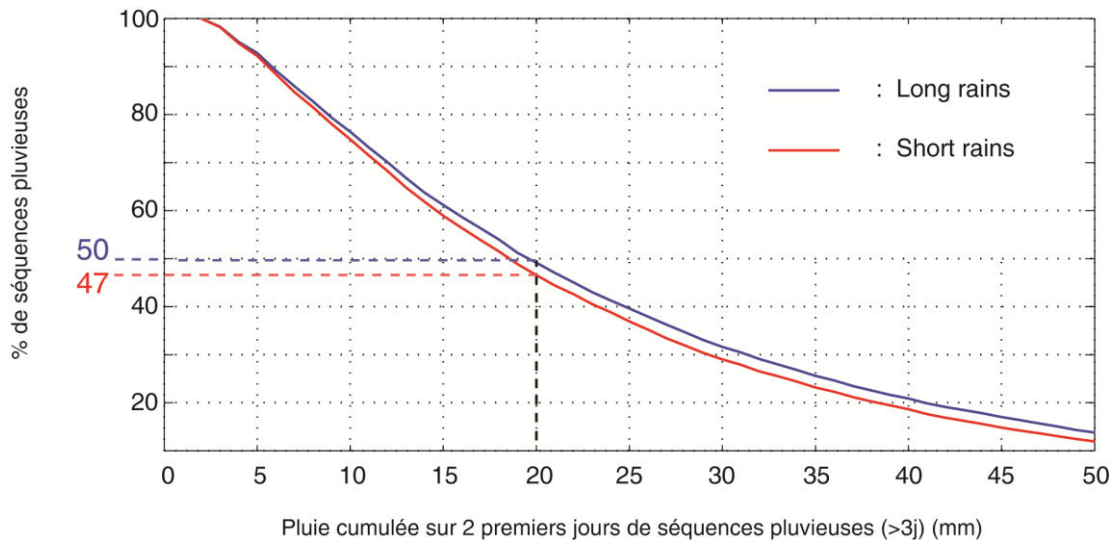


Figure 2.2 : Quantité moyenne de pluie cumulée au cours des deux premiers jours des séquences pluvieuses enregistrées au cours des long rains (ligne bleue) et short rains (ligne rouge) de la période 1961-2001.

La définition de compromis du DSP local retenue à l'échelle de la région d'étude combine les critères suivants : **la date de démarrage de la saison des pluies est le premier jour pluvieux d'une séquence d'au moins deux jours ayant reçu au minimum 20 mm de pluie, sans enregistrer une séquence sèche d'au moins dix jours enregistrant moins de 5 mm de pluie, au cours des vingt jours suivants.**

b) Le démarrage régional : une combinaison de démarrages locaux ?

Le panel de seuils mis en évidence via la littérature est le point de départ d'une réflexion portée sur la manière de définir un démarrage de la saison des pluies sur un ensemble aussi vaste et complexe que la région est-africaine. Cette réflexion a donné naissance à une nouvelle approche dans la manière de considérer les DSP régionaux dans le cadre d'études de prévisibilité. Elle a fait l'objet d'un article publié dans Journal of Climate (Boyard-Micheau et al., 2013), et présenté en annexe. Les éléments clés en sont présentés dans cette section. L'un des axes fondateurs de ce travail consiste à réduire la sensibilité des DSP au choix des seuils pluviométriques entrant dans les définitions agroclimatiques communément utilisées. Les forçages large échelle qui contrôlent en partie la variabilité interannuelle et intrasaisonnière de la pluviométrie sur le Kenya – Nord Tanzanie (Ogallo et al., 1988 ; Rowell et al., 1995 ; Nicholson, 1996 ; Camberlin et al., 2001) supposent l'existence d'une cohérence des pluies sur de vastes espaces et laissent entrevoir la possibilité d'identifier un démarrage et d'une fin de saison à l'échelle régionale.

La philosophie de cette nouvelle conception du démarrage de la saison des pluies est simple. Les dates de démarrage sont calculées à partir de la même définition agroclimatique utilisée généralement pour déterminer les DSP localement. Si cette définition est habituellement renseignée par une seule combinaison de seuils P, N, C, elle sera dans cette nouvelle approche renseignée par une succession de combinaisons bâties sur un éventail de seuils pluviométriques tels que ceux rencontrés dans la littérature. La gamme de seuils pluviométriques est plus ou moins étendue selon le critère considéré, la priorité étant donnée à la quantité de précipitations initiale essentielle pour la germination des plantes. La nouvelle approche désignée approche multiconbinaison dans la suite du travail est construite autour de quatre étapes (Fig. 2.3), comme suit.

1 - Les démarrages de la saison sont calculés à partir de la définition agroclimatique classique, de telle sorte que la date de démarrage est le premier jour pluvieux d'une séquence pluvieuse de N jours (avec N = 2, 3, 4 ou 5 jours) recevant au moins P mm de précipitation (avec P = 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50 mm) sans enregistrer un épisode sec (< 5 mm) d'au moins dix jours au cours des C jours suivants (avec C = vingt ou trente jours). Ainsi, pour chaque année et chaque station, un ensemble de cinquante-six dates de démarrage est calculé à partir de cinquante-six combinaisons de seuils pluviométriques (4 pour N x 7 pour P x 2 pour C). Le choix des seuils retenus pour l'analyse s'est effectué essentiellement à partir de la littérature et a été complété par des seuils extrêmes, comme par exemple P = 50 mm, dans l'optique de réussir à capter le signal associé à des stations très typées.

2 - Chacune des cinquante-six séries de dates de démarrage est normalisée station par station afin d'éliminer les éventuels biais secs / humides associées aux conditions climatiques locales, dans la mesure où l'objectif est de mettre en évidence une éventuelle covariabilité interannuelle entre les stations.

3 - Les cinquante-six tableaux normalisés sont concaténés les uns sur les autres de façon à obtenir un tableau final T composé de deux mille deux cent quatre-vingt-seize observations disposées en lignes (41 années x 56 combinaisons) et cinquante-trois variables (les cinquante-trois stations) en colonnes.

4 - Une ACP extrait le(s) mode(s) de variabilité principal (principaux), décrivant le(s) signal (signaux) d'échelle régionale (Fig. 2.4), en tenant compte de toutes les combinaisons en

même temps (ACP multicombo). La chronique temporelle associée à la première composante principale (PC1) montrant la variabilité interannuelle du mode régional dominant fera donc office de prédictant lorsque sera considéré un démarrage régional de saison des pluies.

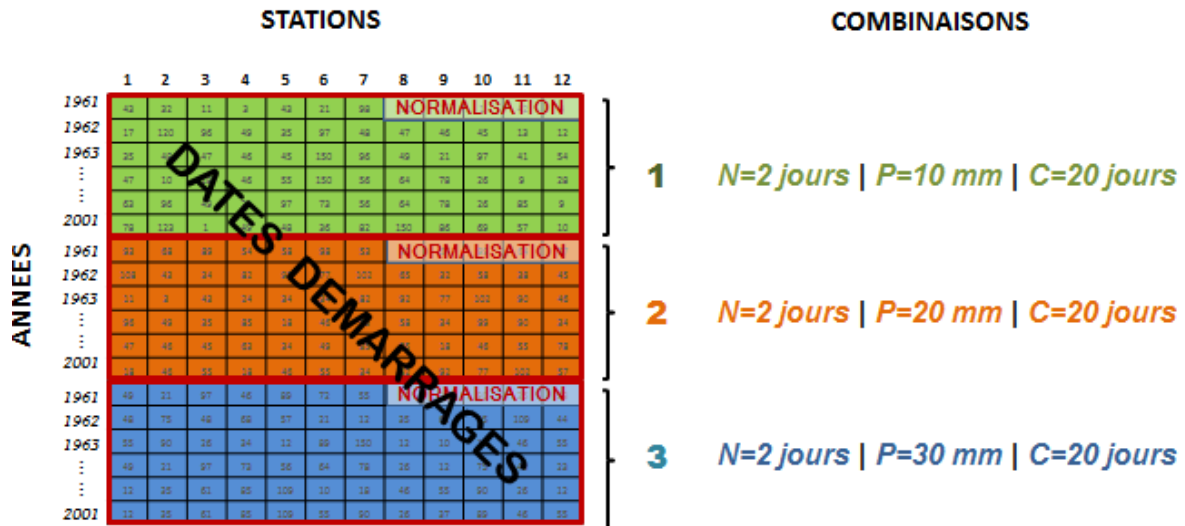


Figure 2.3 : Préparation de la base de données utilisée pour extraire le signal régional à partir d'un tableau récapitulant les dates de démarrage calculées à partir de cinquante-six combinaisons différentes de seuils pluviométriques.

Que faire si le démarrage de saison des pluies n'est pas détecté ?

L'utilisation de seuils élevés (par exemple P = 50 mm) peut aboutir à un non-démarrage de la saison des pluies dans les stations où les cumuls sont faibles et les pluies erratiques. Ces non-démarrages de saison sont considérés comme des valeurs manquantes et, selon une démarche apparentée à celle retenue dans des travaux antérieurs (Marteau et al., 2009 ; Moron et al., 2009 ; Marteau, 2010), sont remplacés par la date de démarrage la plus tardive calculée pour cette même combinaison, sur l'ensemble du réseau. Plusieurs approches complémentaires de remplacement des manques sont développées pour estimer dans quelle mesure le remplacement des non-démarrages peut influencer les résultats. Pour plus de détails, se reporter à Boyard-Micheau et al. (2013) joint en annexe.

L'approche multi-combo : un signal régional renforcé ?

Pour pouvoir estimer l'apport de la définition du DSP selon l'approche multicombo, on comparera la chronique temporelle 1961-2001 des démarrages de la saison des pluies pour l'espace Kenya-Tanzanie du Nord calculée à partir de cette approche, à celle obtenue à partir

d'une unique combinaison de seuils appliquée à toutes les stations du réseau, telle que définie dans la section (a) ci-dessus (pour rappel, $P = 20$ mm, $N = 2$ jours et $C = 20$ jours). Pour l'approche monocombinaison, la chronique des DSP correspond à la PC1 issue de l'ACP du tableau constitué de quarante et une années (observations, en lignes) et cinquante-trois stations (variables, en colonnes).

La figure 2.5 présente les configurations spatiales et le pourcentage de variance expliquée par la première composante des ACP multicombinaisons. Les démarrages des short rains se caractérisent par des configurations spatiales issues des ACP mono (Fig. 2.5a) et multicombinaisons (Fig. 2.5b) qui se ressemblent fortement. Exception faite de quelques stations de l'Ouest kenyan, le signal apparaît relativement uniforme sur l'ensemble de la région avec des saturations (corrélations) plus élevées le long de la côte et dans la région nord-tanzanienne, au contraire des régions ouest et centrale qui se singularisent par des stations décrites par des valeurs faibles. Les stations humides de la vallée du Rift ont les saturations associées à la PC1 monocombinaison les plus faibles du réseau. Les DSP calculées à partir de la combinaison unique sont probablement déconnectés des DSP des autres stations du réseau, ce qui laisse à penser que l'indice régional issu de la monocombinaison n'est pas pleinement représentatif d'un comportement large échelle du démarrage. L'utilisation de l'approche multicombinaison permet de contourner cette difficulté en adaptant la définition initiale par choix des seuils le plus appropriés localement. La valeur des saturations associées à la PC1 augmente (Fig. 2.5b), montrant ainsi que la chronique temporelle des dates de démarrage, extraite par l'ACP multicombinaison, intègre davantage d'information locale pour se structurer. Cette chronique, dont l'exemple est donné pour le DSP des short rains en figure 2.5, est un indicateur de précocité (valeurs négatives) / retard (valeurs positives) du démarrage de la saison des pluies sur l'ensemble de la région Kenya – Tanzanie du Nord.

Il y a une différence importante dans la part de variance expliquée par les deux PC1s puisque l'approche multicombo permet d'appréhender 39,3 % de la variabilité régionale du démarrage de saison, contre 26,3 % avec l'approche monocombinaison. Toutefois, ce gain de part de variance expliquée est en partie dû à la méthode de remplacement des non-démarrages de la saison ; l'ajout de dates identiques étant susceptible de renforcer la cohérence interstation et donc de renforcer le signal régional. L'utilisation d'autres méthodes de remplacement des non-démarrages conduisent à abaisser le pourcentage de variance issu de la PC1 multicombo, tout en restant proche, quelle que soit la méthode employée (Boyard-Micheau et al., 2013). L'ensemble des remarques faites pour les short rains sont valables pour les long rains. Les configurations spatiales associées aux PC1 des mono (Fig. 2.5c) et multicombo (Fig. 2.5d) se ressemblent fortement. Le gain de signal généré par l'approche multicombo, est particulièrement visible pour les stations localisées dans le contexte aride du Nord et de l'Est (même si le biais lié aux cas de non-détection du DSP y est plus grand aussi), ainsi que certaines stations implantées sur les flancs est du mont Kenya. La part de variance expliquée par la PC1 est supérieure pour l'approche multicombo (32.3 %) qu'en utilisant l'approche monocombinaison. Quelle que soit la technique utilisée pour le remplacement des saisons qui ne démarrent pas, les configurations spatiales associées à la PC1 restent inchangées (non montré).

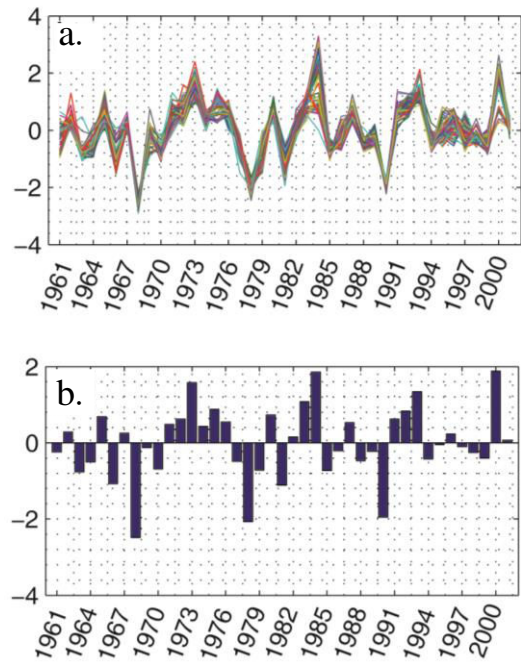


Figure 2.4 : Chronique temporelle moyenne (a) et de toutes les expériences (b) associée à la PC1 multicombo pour DSP des short rains.

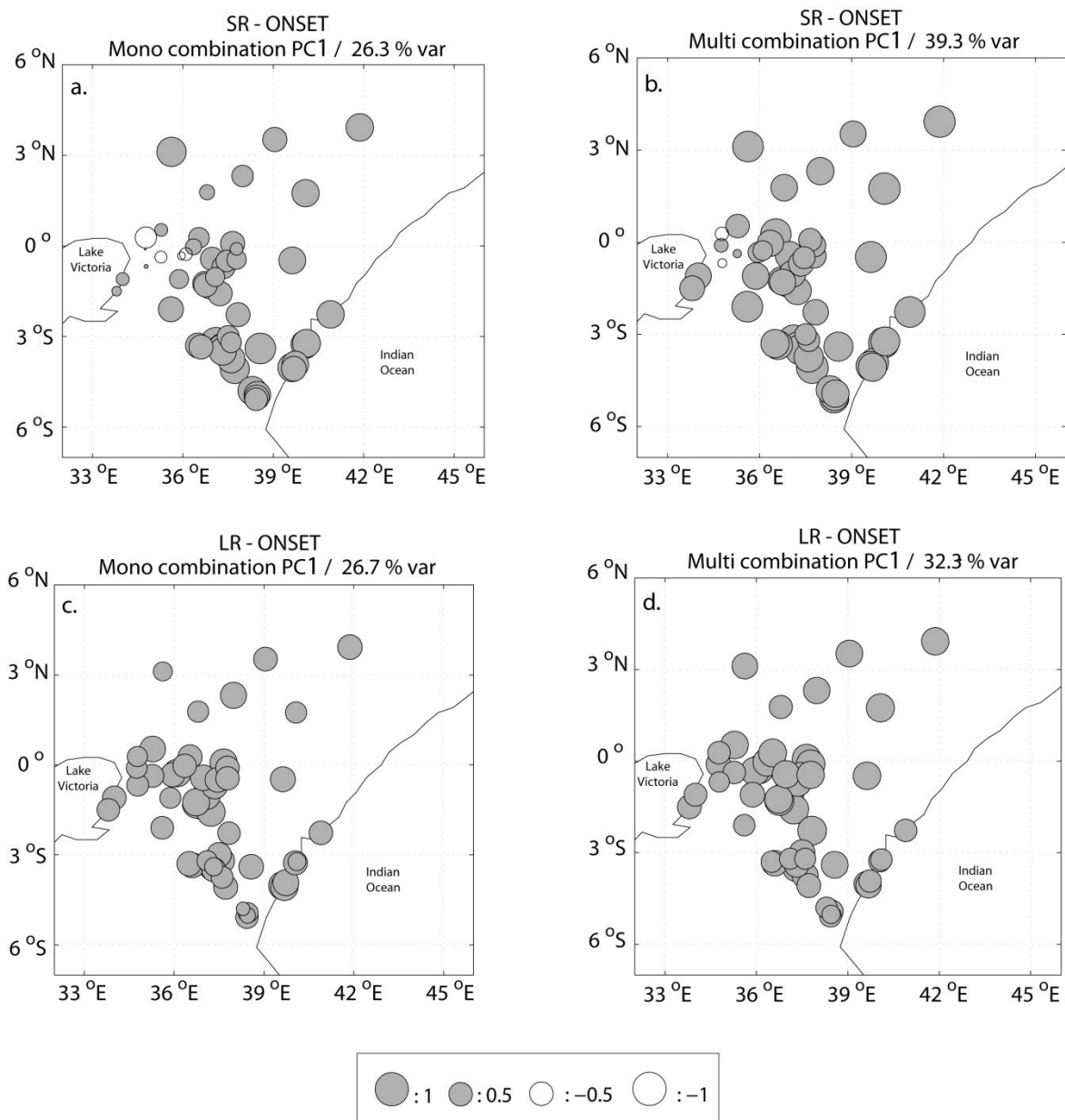


Figure 2.5 : Configurations spatiales de la première composante principale issue de l'ACP monocombinaison des dates de démarrage des short rains (a) et long rains (c) et de l'ACP multicombinaison des dates de démarrage des short rains (b) et des long rains (d). Les cercles gris (blancs) matérialisent les corrélations positives (négatives). Le pourcentage de variance expliquée est indiqué dans le titre de chacune des figures.

Les résultats mis en exergue suggèrent que les PC1 issues de l'approche multicombinaison sont plus efficaces pour extraire les composantes régionales du démarrage de la saison plutôt que l'utilisation d'une combinaison unique de seuils pluviométriques. Cette approche est comparable à ce qui se fait en modélisation numérique, où un ensemble de plusieurs expériences aide à extraire le signal climatique. Ici, la dispersion liée à certains paramétrages spécifiques est en partie annulée par la convergence de l'ensemble des stations-

combinaisons vers une variabilité ressemblante d'une station à l'autre. Ces résultats restent valables quelle que soit la saison. En général, les stations du Nord, qui reçoivent moins de précipitations que le reste des stations, présentent une plus grande sensibilité aux seuils pluviométriques utilisés pour définir les dates de démarrage des saisons pluvieuses. L'utilisation des seuils moins sévères est bénéfique pour la détection des DSP de ces stations sèches et contribue à augmenter le signal de la variabilité interannuelle à l'échelle régionale.

2.1.3 – Fin de saison (FSP)

La fin de saison est un élément important pour plusieurs raisons. La plus évidente est tout simplement que la date de fin, en complément de la date de démarrage, permet de borner la saison, autrement dit de définir, pour une année donnée, la saison des pluies. L'ensemble des autres variables utilisées pour décrire le comportement de la saison des pluies sera calculé entre DSP et FSP. La qualité des variables intrasaisonnières calculées dépend directement de la qualité des estimations des dates de démarrage d'une part et des dates de fin de saison d'autre part.

La fin de saison joue par ailleurs un rôle non négligeable dans les activités agricoles. En effet, si la fin des pluies intervient trop tôt dans la saison, alors le risque d'exposition des cultures à un stress hydrique augmente, ce qui peut, dans certains cas, contribuer à ne pas finir le cycle phénologique de la plante et altérer les rendements. Une fin anormalement tardive peut avoir d'autres conséquences dommageables. Si la plante est dans la phase phénologique qui correspond à la maturation du grain, un excès d'eau empêche le grain de se dessécher et donc d'atteindre sa maturité de récolte pour, au contraire, le faire atteindre la maturité physiologique qui s'accompagne d'une germination sur pied ainsi que de possibles moisissures.

2.1.3.1 – État des connaissances

Comme pour le démarrage de saison, Alusa (1978) a utilisé la méthode des précipitations cumulées développée par Ilesanmi (1972) pour déterminer la fin de saison des pluies dans plusieurs stations d'Afrique de l'Est. Ils considèrent la saison terminée lorsque les précipitations cumulées dépassent un pourcentage préétabli du total saisonnier moyen. Le même procédé est appliqué par Camberlin et al. (2009), à la différence que cette fois-ci la méthode de détection de FSP se base sur des anomalies de pluies cumulées ; la date de fin correspond au point d'inflexion entre un cumul croissant et un cumul décroissant. Mugalavai

et al. (2008) définissent la fin de saison des pluies dans plusieurs sites de l'Ouest du Kenya, en fonction de la quantité d'eau facilement disponible dans le sol pour le système racinaire du maïs. Ils constatent que la fin des pluies, quelle que soit la saison considérée, est fortement influencée par des phénomènes locaux (proximité du lac Victoria, étendues forestières, caractéristiques orographiques). Les effets du relief sur la variabilité de certains descripteurs pluviométriques ont été analysés par Camberlin et al. (2012) dans la région centre du Kenya. Il est montré, que ce soit pour les long rains ou pour les short rains, que les dates de fin de saison sont modulées significativement par l'altitude.

La littérature procurant des résultats sur la fin de la saison des pluies est beaucoup moins fournie que pour le démarrage de la saison. Sans surprise, aucun seuil pluviométrique incontestable n'a donc pu être retenu pour renseigner la définition agroclimatique utilisée.

2.1.2.2 – Définitions retenues dans ce travail

La date de fin de la saison des pluies (FSP) est définie par symétrie à la date de démarrage de la saison des pluies. Cette définition, dépourvue d'une pleine justification agronomique, permet uniquement une comparaison des éléments caractéristiques que sont les phases DSP et FSP. L'utilisation d'une véritable définition agronomique suppose de considérer le stock d'eau dans le sol, qui dépend fortement du type de sol. Le choix qui est fait ici est celui d'une définition purement climatique afin de travailler sur des résultats non-contraints par le type de sol, la nature de la culture, ou par de quelconques méthodes culturales. Ainsi, la date de fin de saison des pluies se définit de manière générale comme le premier jour sec succédant à une séquence humide de N jours recevant au moins P mm sans être précédée par un épisode sec (< 5 mm) de plus de dix jours consécutifs dans les C jours qui précèdent.

À l'image de ce qui a été réalisé pour le démarrage, la fin de saison a été appréhendée selon deux approches :

- une définition locale permettant de calculer des dates effectives (en jours julien) de la fin des pluies. Cette définition est essentiellement utilisée pour visualiser l'évolution spatiotemporelle des FSP moyens (1961-2001) via une cartographie qui sera présentée ultérieurement dans ce chapitre. Dans ce cas, la date de fin de saison des pluies se définit comme le premier jour sec succédant à une séquence humide de deux jours recevant au moins 20 mm sans être précédée par un épisode sec (< 5 mm) de plus de dix jours consécutifs dans les vingt jours qui précèdent.

- une définition régionale nécessaire pour l’analyse de prévisibilité et notamment la définition d’un indice régional de FSP. L’approche multicomboinaison expliquée précédemment pour DSP est également appliquée pour la fin de saison.

Les chroniques temporelles relatives à la variabilité interannuelle de la fin des saisons 1961-2001 sont issues de l’approche multicomboinaison. Elles sont retenues comme prédictants lors de la construction de modèles explicatifs de la variabilité interannuelle des FSP régionaux. À l’instar de ce qui a été écrit pour le démarrage de saison, l’approche multicomboinaison a permis d’extraire une chronique temporelle relatant la variabilité interannuelle des dates de fin de saison (Fig. 2.6). Comme pour DSP, cette chronique est un indice de précocité (valeurs négatives) / retard (valeurs positives) de la FSP sur l’ensemble de la région Kenya – Tanzanie du Nord ; elle sera donc le prédictant dans la suite de l’analyse de prévisibilité des FSP régionaux (chapitres 3 et 4).

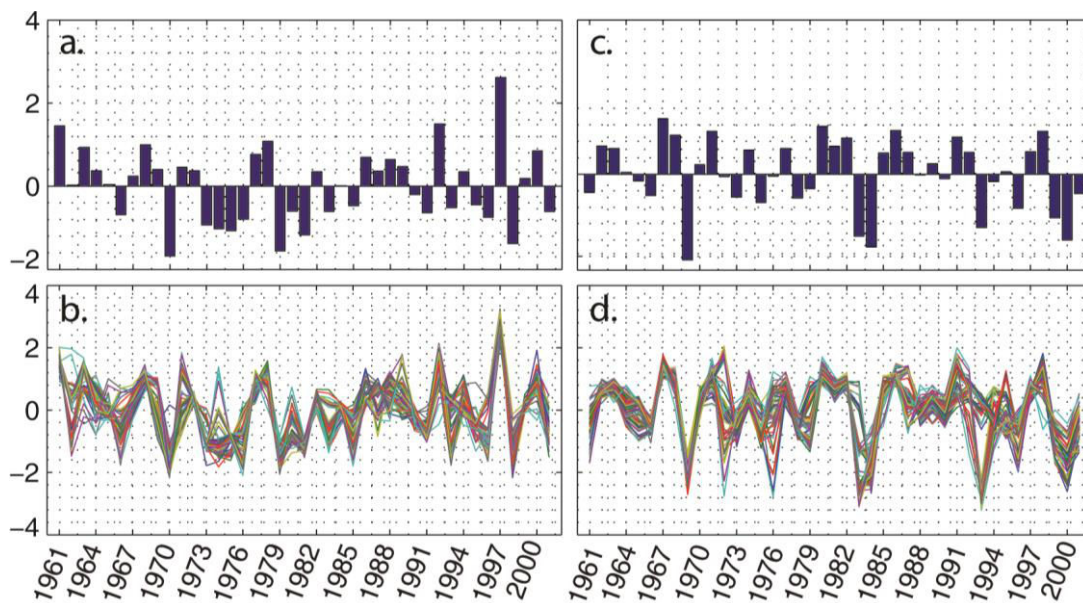


Figure 2.6 : Chronique temporelle moyenne et des cinquante-six expériences associée à la PC1 multicomboinaison pour FSP respectivement des short rains (a, b) et des long rains (c, d).

Le signal régional est d’avantage renforcé (Fig. 2.6b, d) si est utilisée l’approche multicomboinaison plutôt que seulement une définition agroclimatique basée sur des seuils fixes (Fig. 2.7a, c). Ceci se traduit par un gain de variance expliquée qui se retrouve à la fois pour les long rains et les short rains (Fig. 2.7). Toutefois, la configuration relative aux long rains (Fig. 2.7d) montre que la PC1 ne décrit pas un signal cohérent sur tout l’espace, mais considère uniquement la fin de saison dans les régions intérieures, hors lac Victoria.

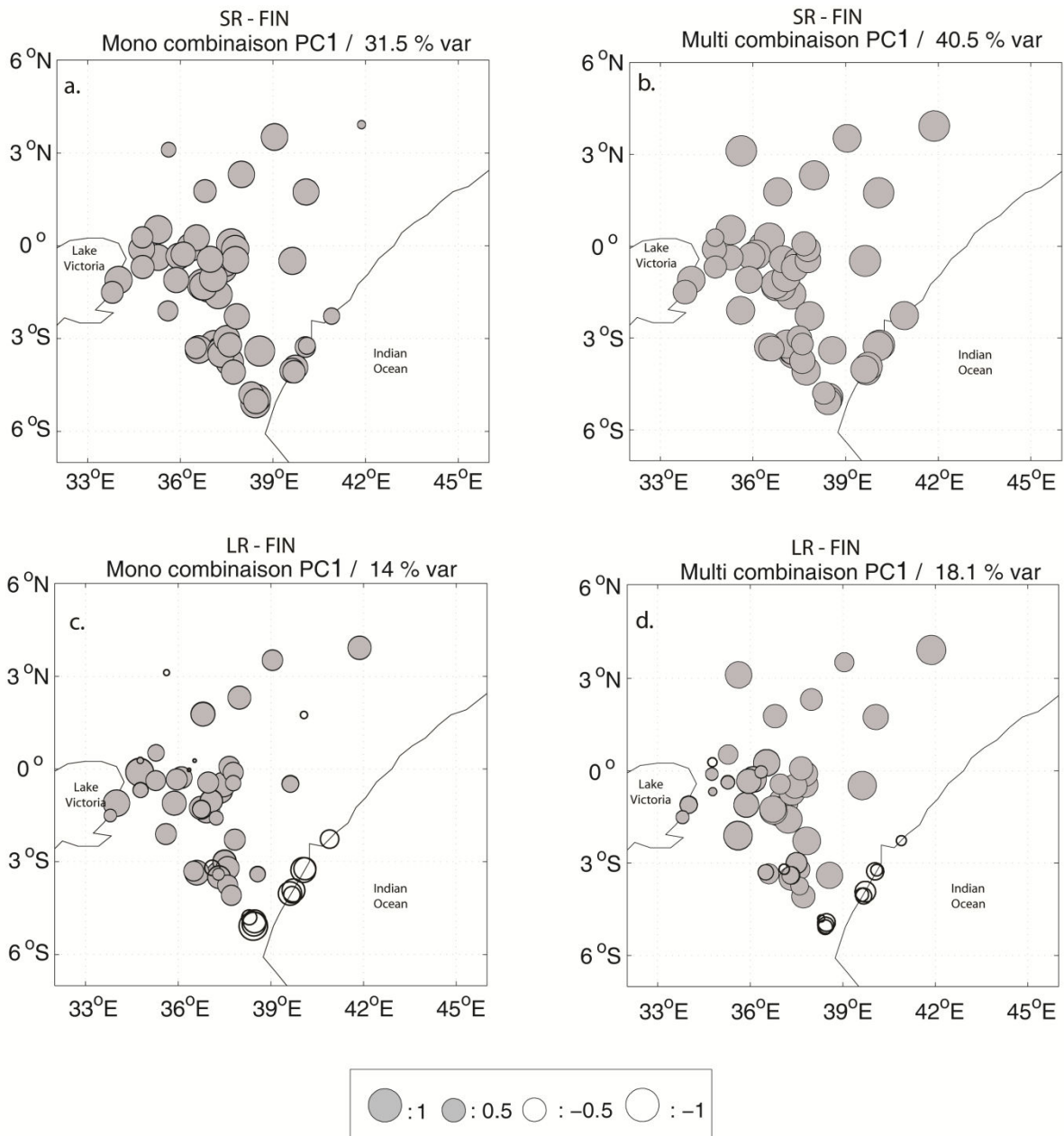


Figure 2.7 : Configurations spatiales de la première composante principale issue de l'ACP monocombinaison appliquée pour la fin des short rains (a) et long rains (c) et multi-combinaison pour la fin des short rains (b), long rains (d). Les cercles gris (blancs) matérialisent les corrélations positives (négatives). Le pourcentage de variance expliquée est indiqué dans le titre de chacune des figures.

2.1.4 – Les autres descripteurs saisonniers et intrasaisonniers

2.1.4.1 – Le cumul saisonnier (CUM)

Le cumul saisonnier correspond à la somme des hauteurs de pluie enregistrées lors des jours pluvieux (> 1 mm) entre la date de démarrage et la date de fin de saison, telles que calculées ci-dessus. Il s'agit d'un descripteur intégrateur du comportement global de la saison des pluies, mais qui ne permet pas d'appréhender l'organisation des phases internes de la saison telle que l'alternance entre des épisodes pluvieux et secs ou encore la déclinaison d'événements extrêmes.

Le cumul saisonnier est assurément la variable pluviométrique le plus souvent retenue en prévision saisonnière, bien que pour des raisons pratiques on la considère plus souvent sur une période de temps fixe, généralement de trois mois.

2.1.4.2 – Le nombre de jours de pluie (NJP) et la fréquence des jours de pluie (FJP)

Le nombre de jours de pluie correspond tout simplement au nombre total de jours ayant enregistré des quantités de précipitations supérieures à 1 mm entre le début et la fin de la saison des pluies. Il s'agit d'un descripteur qui fait doublon avec le cumul saisonnier dans la mesure où il intègre, lui aussi, le comportement des pluies sur l'ensemble de la saison. Il reste toutefois intéressant de le prendre en compte car une étude comparative menée sur cinq régions tropicales, dont le Kenya, a montré que la variabilité interannuelle de NJP a tendance à être légèrement plus cohérente dans l'espace que le cumul saisonnier (Moron et al., 2007). Cette variable est directement dépendante de la longueur de la saison des pluies, de telle sorte que la probabilité d'avoir des jours pluvieux augmente à mesure que la saison s'allonge et inversement. Pour cette raison, on calcule également la fréquence du nombre de jours de pluie, qui est le rapport entre le nombre de jours de pluie et la durée de la saison :

$$F_{NJP} = NJP / (FSP - DSP + 1) \quad (\text{eq. 2.5})$$

2.1.4.3 – Intensité quotidienne moyenne (INT)

L'intensité quotidienne moyenne (en mm par jour de pluie) est une variable qui correspond au rapport entre le cumul saisonnier et le nombre de jours entre la date de démarrage et la date de fin :

$$INT = CUM / (FSP - DSP + 1) \quad (\text{eq. 2.6})$$

2.1.4.4 – Statistiques relatives aux épisodes secs

D'autres descripteurs relatifs à la qualité intrinsèque de la saison des pluies ont été utilisés dans ce travail. Il s'agit de descripteurs jugés comme potentiellement importants dans une étude agroclimatologique car ils indiquent la répartition temporelle des phases humides et sèches à l'intérieur d'une saison des pluies. Les descripteurs en question sont le nombre d'épisodes secs / humides, leur longueur moyenne, ainsi que le nombre de longs épisodes secs complété par le nombre de jours secs à l'intérieur de ces longs épisodes secs. Il est important de préciser que ces descripteurs intrasaisonniers n'ont suscité, jusqu'ici, qu'un nombre de travaux restreints.

Anagnostopoulou et al. (2003), citant Douguédroit (1987), énonce simplement qu'un épisode sec est une séquence de jours secs consécutifs, tel que chacun reçoit des précipitations égales ou inférieures à X mm. Dans leurs travaux portant sur l'Afrique de l'Est, Ogallo et Chillambo (1982), Gitau (2011) et Gitau et al. (2012) appliquent une définition similaire et considèrent un épisode pluvieux (sec) d'une durée i comme une séquence de i jours pluvieux (secs) précédée et suivie par un jour sec (pluvieux). À l'instar des dates de démarrage / fin de saison, les définitions d'épisodes secs / humides supposent l'établissement de seuils. Deux types de seuils sont nécessaires :

- un seuil élémentaire qui permet de distinguer les jours secs des jours humides,
- un seuil relatif au nombre de jours consécutifs définissant l'épisode sec / humide.

Le seuil de pluie symbolisant la limite entre un jour sec et un jour humide peut varier en fonction de la problématique d'étude. La quantité de pluie de 0,1 mm qui est retenue dans beaucoup d'études (Moon et al., 1994 ; Bärring et al., 2006 ; Deni et al., 2008, entre autres) reste critiquable en plusieurs points et notamment sur la capacité des pluviomètres à relever une si petite quantité d'eau avec précision (Martin-Vide et Gomez, 1999). En se basant sur des critères évapotranspiratoires relatifs à la région d'étude, plusieurs auteurs, dont Douguédroit (1987) ou encore Lazaro et al. (2001), appliquent un seuil de 1 mm pour différencier un jour pluvieux d'un jour sec. Frei et al. (2003) retiennent ce choix en précisant que la valeur 1 mm est moins soumise aux erreurs de mesure sur les pluies faibles faites par les pluviomètres. Dans leurs travaux portant sur la régionalisation des épisodes secs en Espagne, Martin-Vide et Gomez (1999) expliquent que l'utilisation d'un seuil de 10 mm permet de minimiser l'importance de jours isolés faiblement arrosés. Ils expliquent que si le seuil établi est trop petit, les précipitations isolées peuvent interrompre alors une longue

séquence sèche sans réellement mettre fin à la sécheresse. Ces observations sont en accord avec celle de Sivakumar (1992) qui utilise un éventail de seuils allant de 1 mm à 25 mm pour ses travaux s'intéressant à l'impact que peuvent avoir des épisodes secs sur l'agriculture ouest-africaine. Il affirme que le seuil de 1 mm ne peut pas avoir de signification en agroclimatologie puisqu'aucune culture (surtout en milieu semi-aride) ne peut profiter de si peu de pluie. Il est à noter cependant, que le Famine and Early Warning System (FEWS) de l'Agence américaine pour le Développement international fournit des informations d'alerte précoce et de vulnérabilité sur des questions de sécurité alimentaire en utilisant un seuil de 0,85 mm de pluie pour définir un jour pluvieux. Enfin, pour souligner l'importance que peuvent avoir ces seuils, Bogardi et Duckstein (1993) montrent que la durée moyenne des épisodes secs maximaux double selon que le seuil utilisé est de 1 mm ou 5 mm par jour. Le seuil de 1 mm a été retenu pour différencier un jour pluvieux d'un jour sec. Ainsi, un jour sera considéré comme pluvieux (sec) lorsqu'il enregistrera une quantité de précipitations supérieure ou égale (inférieure) à 1 mm.

Le second seuil se rapporte à la longueur des séquences sèches. En effet, lorsque l'analyse des épisodes secs s'inscrit dans une étude agroclimatologique, il est évident qu'une séquence sèche n'aura pas le même impact sur les cultures selon qu'elle dure deux jours ou quinze jours, sachant, qui plus est, que chaque culture résiste différemment au stress hydrique. Pour prendre en compte ce facteur, plusieurs travaux (Usman et Reason, 2004 ; Bogardi et Duckstein, 2003 ; Sivakumar, 1992) raisonnent à partir d'un pas de temps dépassant un jour (pentade, décade) ce qui permet de s'affranchir d'épisodes secs de courte durée, en ne gardant finalement que les épisodes secs le plus significatifs. Barron et al. (2003) ont néanmoins montré qu'en Afrique de l'Est, plus particulièrement en régions semi-arides avec régime pluviométrique bimodal, la vulnérabilité des cultures ne dépendait pas seulement de la longueur des épisodes secs, mais également de facteurs physiques tels que la capacité d'un sol à stocker l'eau. Ceci laisse donc clairement percevoir que, pour chaque étude à portée agroclimatique, des seuils doivent être rigoureusement déterminés en fonction de paramètres précis tel que la perméabilité du sol, ou encore les besoins en eau de la plante considérée. Dans ce travail deux types d'épisodes secs ont été définis :

- d'une part, une approche purement climatologique où la pluie est l'unique facteur déterminant dans la définition des épisodes secs. Dans ce cas, tous les épisodes secs, quelle qu'en soit la longueur, sont retenus. Sur cette base les descripteurs suivants ont été définis : nombre d'épisodes secs (nbES) et pluvieux (nbEP) ;

- d'autre part, une approche plus agroclimatologique qui permet de retenir uniquement les longs épisodes secs jugés comme potentiellement préjudiciables pour les activités agricoles. Dans ce travail, les longs épisodes secs correspondent à une succession minimale de dix jours secs qui enregistrent un cumul total inférieur à 5 mm. Pour les caractériser, on utilisera le DIS : le nombre de longs épisodes secs (nbLES).

2.1.4.5 – Longueur moyenne des épisodes secs

Ce descripteur est directement rattaché à nbES. Il est calculé à partir de tous les épisodes secs observés entre DSP et FSP, sans distinction entre les longs épisodes et les autres.

2.1.4.6 – Nombre de jours secs présents dans les longs épisodes secs (NJS_IES)

Ce descripteur défini a posteriori fait office de descripteur expérimental. Il n'apparaît dans aucune littérature et a été élaboré pleinement en perspective de l'analyse d'impact des pluies sur les variables agricoles. Il représente le nombre total de jours secs contenus dans de longs épisodes secs enregistrés au cours de la saison. L'intention de distinguer deux types de jours secs se justifie par l'impact potentiel d'un jour sec sur les cultures. Ainsi, ceux enregistrés au cours d'un long épisode sec sont potentiellement plus néfastes pour les cultures que des jours secs isolés ou contenus dans des épisodes secs de courte durée, dont l'effet est atténué par les pluies le précédant et lui succédant.

2.2 – Comportement des DIS

Les dates de démarrage et de fin de saison des pluies sont calculées à partir de la définition agroclimatique telle que présentée en partie 2.1.1.1. Elles sont donc basées sur une définition unique où la date de démarrage se définit comme étant le premier jour pluvieux d'une séquence pluvieuse de deux jours consécutifs, recevant au moins 20 mm de pluie, sans enregistrer une séquence sèche d'au moins dix jours enregistrant moins de 5 mm de pluie, au cours des vingt jours suivants. Pour rappel, la combinaison des seuils retenus n'est pas nécessairement la plus adaptée à chaque situation locale, mais elle permet de donner une image synthétique du comportement des saisons à partir d'une définition commune. Cette section décrit les caractéristiques spatiotemporelles moyennes des différents descripteurs définis précédemment pour les long rains et short rains de la période 1961-2001.

Il arrive que, pour certaines saisons, la définition appliquée ne permette pas de définir une date de démarrage. Ces cas de non-démarrage représentent 12 % des long rains et 13 % des short rains, toutes stations et années confondues. De plus, ces cas particuliers se retrouvent

majoritairement dans des stations implantées dans un environnement aride dans lequel les précipitations sont particulièrement erratiques (cartes visibles en annexe 2.1)

2.2.1 – La saison des long rains

Les caractéristiques des long rains pour l'ensemble de la région Kenya et Tanzanie du Nord, sont présentées dans le tableau 2.2. Il s'agit de la moyenne des descripteurs calculés sur l'ensemble des cinquante-trois stations et des années de la période 1961-2001. La variabilité temporelle de chaque descripteur est représentée par la moyenne spatiale des écarts-types relatifs aux cinquante-trois stations. Ces caractéristiques moyennes ont été calculées à partir des saisons réellement définies, c'est-à-dire celles pour lesquelles des dates de démarrage et de fin ont pu être calculées.

Le démarrage moyen des pluies survient dans la seconde quinzaine du mois de mars (23 mars). Cette date moyenne est en accord avec ce qui est montré par Asnani (1993) qui trouve que les démarrages s'étalent entre le 22 et 26 mars. Pour une période légèrement différente (1958-1987), Camberlin et Okoola (2003) ou Camberlin et al. (2009) trouvent également une date très similaire, avec un démarrage moyen des long rains le 25 mars.

Concernant la fin des long rains, l'adéquation entre la date moyenne du 31 mai trouvée ici (Tab. 2.2) et celle mise en exergue dans les travaux précédemment cités, est moins bonne, tout en restant dans la même gamme. Asnani (1993) propose une fin moyenne des long rains entre le 11 et le 20 mai et Camberlin et Okoola (2003), puis Camberlin et al. (2009) au 21 mai. La variabilité interannuelle du démarrage présentée dans le tableau 2.2 (écart-type de 20.6 jours) est supérieure à celle de la fin de saison (écart-type de 15.4 jours). Cette variabilité accrue pour le démarrage a également été constatée par Camberlin et Okoola (2003) pour le Kenya, et Mhita et Nassib (1987) dans leurs travaux portant sur la Tanzanie.

La longueur moyenne des long rains est proche de soixante-et-onze jours et les quantités de précipitations enregistrées dépassent les 400 mm. Comme toute saison des pluies, les long rains se structurent par une alternance d'épisodes pluvieux et d'épisodes secs. La longueur de ces derniers est un élément climatique important pour le secteur agricole est-africain où l'agriculture est essentiellement pluviale. Les épisodes secs se singularisent par une longueur moyenne de 3.7 jours, et par un nombre moyen de jours secs dans les longs épisodes secs proche de onze jours. La plupart des DIS présentent des écarts-types relativement élevés qui suggèrent une importante variabilité interannuelle moyenne des DIS.

Tableau 2.2 : Caractéristiques moyennes et variabilité interannuelle des DIS pour les long rains 1961-2001, toutes stations confondues.

Descripteurs	Moyenne	Écart-type
DSP	23 mars	20.6 jours
FSP	31 mai	15.4 jours
LSP (jours)	70.8	24.8
CUMUL (mm)	439	204.8
NJP (jours)	31.2	11.9
INTENSITÉ (mm.jour⁻¹)	14.2	4.4
nbES (/)	11.4	4.6
nbIES (/)	0.7	0.75
LM_ES (jours)	3.7	1.4
NJS_IES (jours)	11.1	11.8

La complexité géographique de la région peut conduire au développement d'une variabilité spatiale forte dans l'évolution des pluies au cours de cette saison ; comprendre la manière dont évoluent les différents descripteurs dans l'espace est donc essentiel. Pour visualiser cette variabilité spatiale, les descripteurs moyens (1961-2001) des cinquante-trois stations sont discrétisés en classes d'égales amplitudes (le nombre de classes étant de cinq ou six selon le descripteur considéré), puis projetés sur un fond de carte de la région montrant la topographie.

2.2.1.1 – Chronologie et longueur de la saison des pluies

a) DSP

La distribution des dates de démarrage moyennes (Fig. 2.8b) montre que le déclenchement des pluies s'étale principalement de la dernière semaine de février au-delà de la mi-avril. À partir du mois de février, la ZCIT commence une lente remontée vers le nord, contribuant ainsi au déclenchement progressif des pluies dans le nord de la Tanzanie, puis au Kenya. La lenteur du phénomène contribue à un déphasage de l'installation des pluies selon un gradient sud-ouest / nord-est, l'amplitude étant supérieure à un mois entre les dates de démarrage pour les stations les plus au sud et celles des stations les plus au nord. La figure 2.8

(a) montre la progression graduelle du démarrage des pluies avec des dates de démarrage qui surviennent dans la seconde quinzaine de février dans les stations de l'extrême sud-ouest de la région ainsi que dans certaines stations tanzaniennes. Lorsque la ZCIT migre vers le centre de la région, c'est-à-dire à la fois vers le nord et vers l'est, le déclenchement des pluies devient plus tardif et les dates enregistrées évoluent entre la fin du mois de mars et le début du mois d'avril. Enfin, avec des dates de démarrage calculées au-delà de la mi-avril, les stations de l'extrême nord-est et de la côte se démarquent du reste du réseau par des saisons qui démarrent particulièrement tardivement. L'organisation graduelle du démarrage des long rains suivant la migration vers le nord de la ZCIT est en accord avec ce qui est montré par Asnani (1993) reprenant les résultats (non publiés) de Asnani, Matari et Ngeno (1980). Quelques différences existent notamment pour les stations de l'Ouest (démarrages plus tardifs dans leurs travaux). La singularité du régime côtier se retrouve parfaitement puisque Asnani (1993) trouve que les pluies se déclenchent en moyenne entre le 6 et le 10 avril (entre le 8 et le 20 avril sur la figure 2.8b).

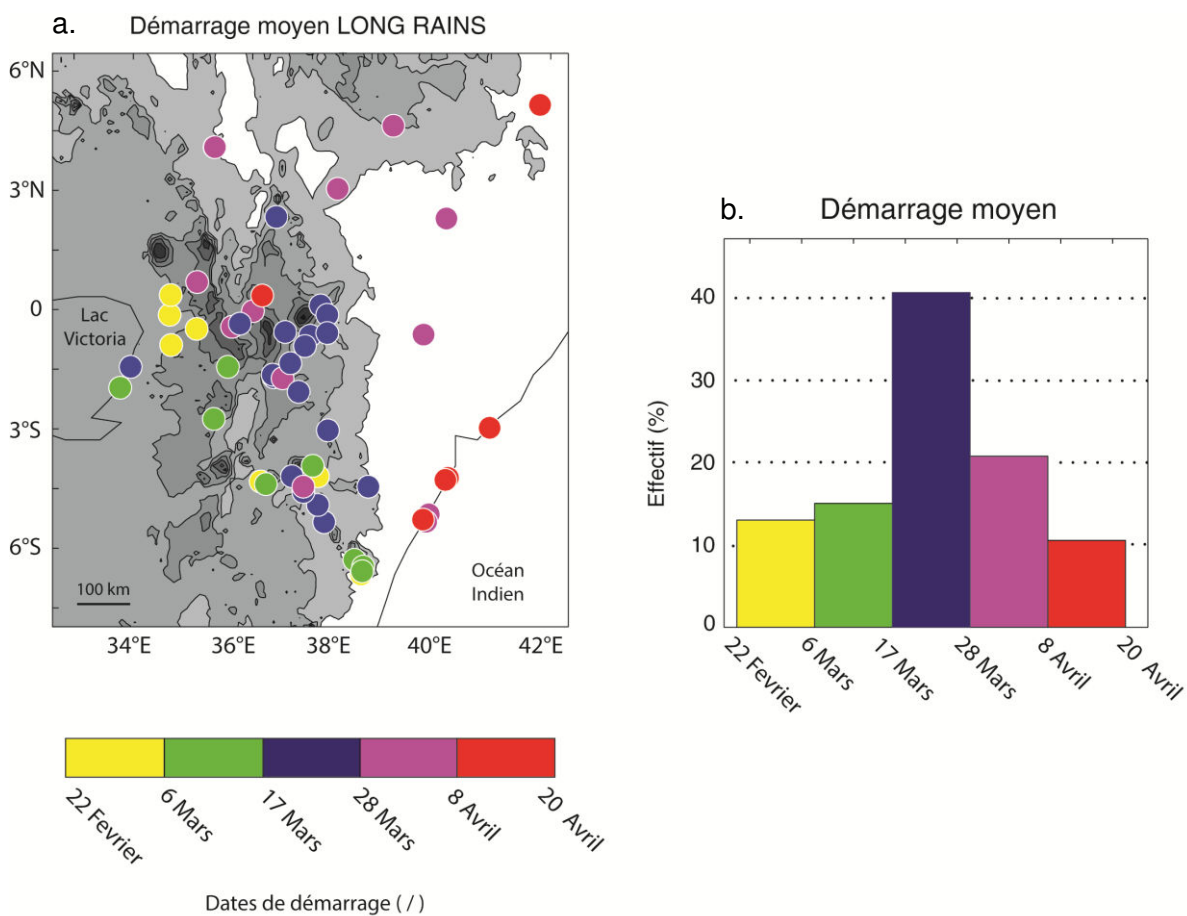


Figure 2.8 : Distribution des dates moyennes du démarrage des long rains dans l'espace (a) et leur répartition interstations (b).

b) FSP

La distribution des dates de fin moyennes de la période 1961-2001 s'étale du 17 mai, date le plus précoce du réseau, au 11 juin, date le plus tardive (Fig. 2.9b). L'amplitude n'est que de vingt-six jours, soit largement inférieure à l'amplitude constatée pour les démarrages (soixante-huit jours). La fin des long rains montre une répartition spatiale assez homogène sur l'ensemble de la région (Fig. 2.9a). Cette homogénéité se traduit essentiellement par des dates de fin qui oscillent entre le 1^{er} et le 11 juin sur les stations du sud, de l'ouest et une grande majorité des stations de la région centre et de la côte. Seules quatre stations du nord localisées dans les zones arides enregistrent un arrêt très précoce des long rains (avant le 22 mai).

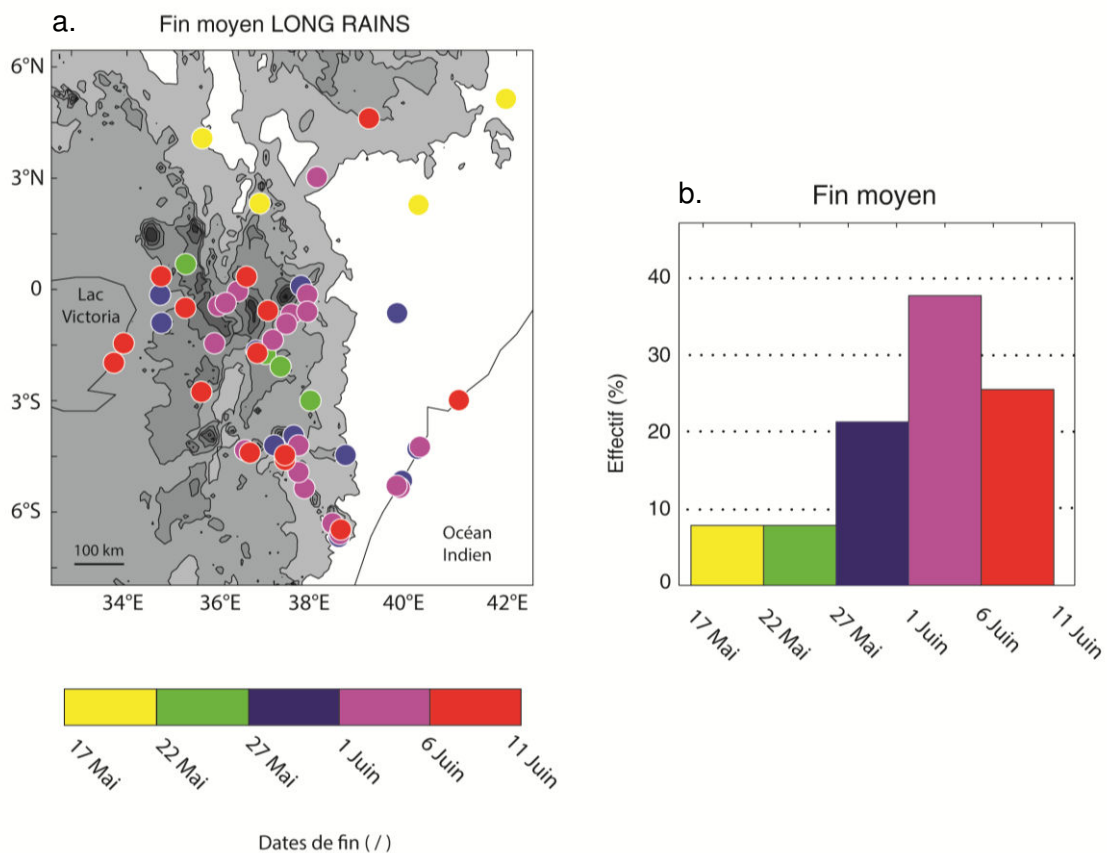


Figure 2.9 : Distribution des dates moyennes de fin des long rains dans l'espace (a) et leur répartition interstation (b).

c) La longueur moyenne de la saison des pluies (LSP)

La distribution spatiale des LSP montre clairement une inégalité en termes de longueur de saison sur l'ensemble de la région (Fig. 2.10). L'amplitude entre les cinquante-trois stations va de trente-neuf jours à la station de Mandera, à l'extrême nord-est du Kenya, à cent vingt-cinq jours à la station de Kakamega à l'ouest, en passant par quatre-vingt-dix-neuf jours à Rombo, dans la région du Kilimandjaro au nord de la Tanzanie.

Globalement, les stations implantées dans le nord de la région ainsi que dans les plaines de l'est ont tendance à enregistrer des long rains plutôt brèves. La saison est légèrement plus longue (autour de soixante-dix à quatre-vingt-dix jours dans la majorité des stations) dans la région centrale, notamment autour du mont Kenya. Sur la côte, les long rains sont de plus courte durée puisque leur longueur moyenne oscille entre quarante et soixante jours du nord au sud. Les saisons le plus longues sont enregistrées dans la région du massif de l'Usambara, à proximité de la côte tanzanienne et surtout par les stations situées entre le lac Victoria et les massifs montagneux de l'ouest.

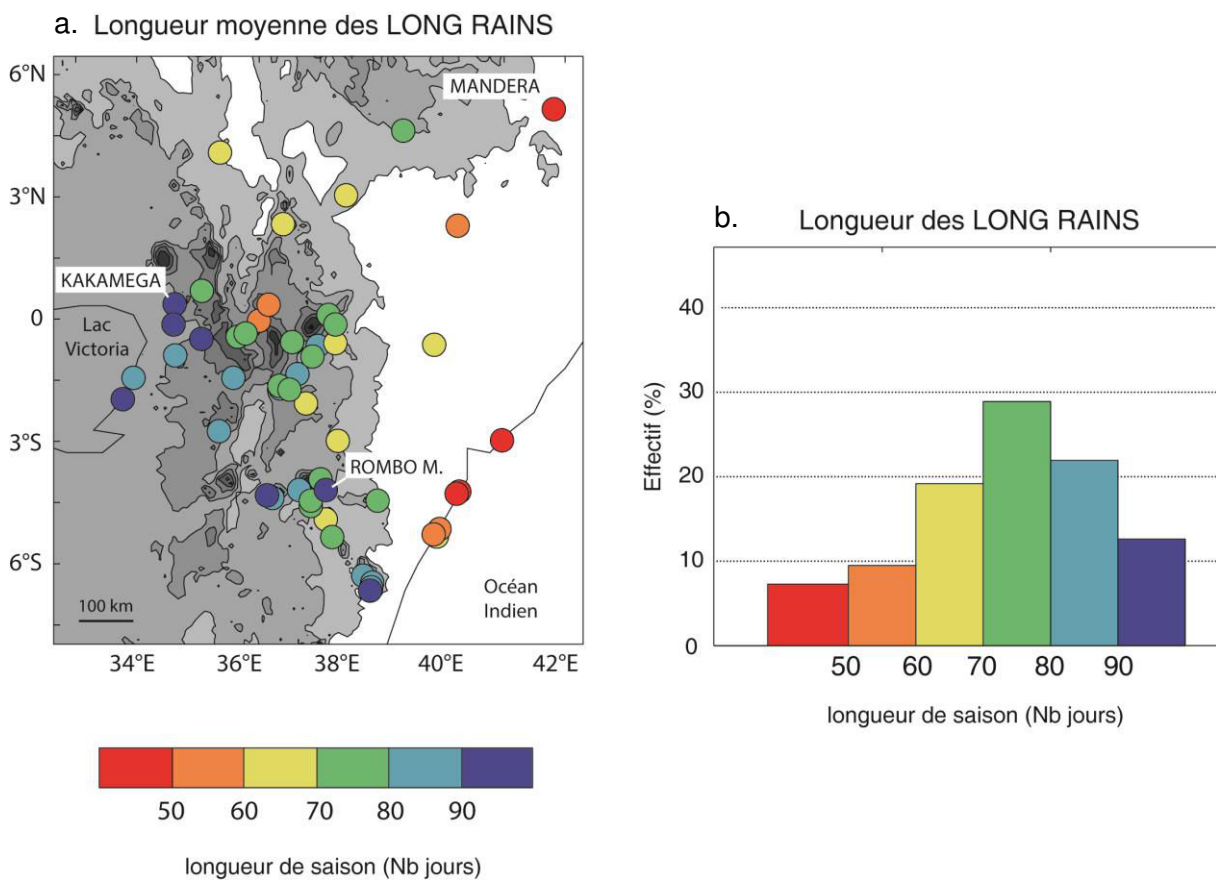


Figure 2.10: Distribution des longueurs moyennes des long rains (a) et répartition fréquentielle des stations en fonction de la longueur de la saison (b)

2.2.1.2 – Les autres propriétés de la saison des pluies

a) Le cumul saisonnier

La distribution des cumuls mise en évidence par l'histogramme (Fig. 2.11b) souligne clairement le déséquilibre du réseau en termes de quantités précipitées. La répartition des cumuls saisonniers observés au cours des long rains est très hétérogène sur l'ensemble de l'espace considéré (Fig. 2.11a). Cette géographie complexe résulte de la superposition des quatre logiques de répartition différentes, associées respectivement à l'installation de la saison, à son retrait, à la fréquence des jours de pluie et à leur intensité. Néanmoins, certains éléments topographiques jouent un rôle.

Au cours des long rains, près de la moitié des stations enregistrent des cumuls inférieurs à 430 mm. Ces faibles quantités caractéristiques d'environnements arides à semi-arides ne sont pas seulement enregistrées dans les stations de basse altitude du nord et de l'est de la région puisque quelques autres stations de moyenne altitude sont aussi concernées ; elles sont situées en position d'abri, notamment sous le vent des flux humides d'est, le long de la vallée du Rift dans le centre du pays par exemple.

Près de 40 % des stations sont implantées dans un environnement doté d'une pluviométrie modérée (entre 430 mm et 720 mm). Elles sont principalement présentes au centre-est de la région ainsi que sur la côte. Des cumuls similaires apparaissent également dans quelques stations des hautes terres tanzaniennes. Si l'altitude ne semble pas être un élément commun à l'ensemble de ces stations, il apparaît en revanche que l'exposition aux vents dominants en soit un. En effet, les stations sont majoritairement orientées à l'est et donc au vent des flux humides d'est à sud-est qui sont en place au cours des long rains.

Les très forts cumuls saisonniers sont enregistrés dans deux régions bien distinctes car éloignées de plusieurs centaines de kilomètres l'une de l'autre. La première région, proche du littoral, regroupe des stations situées dans le nord de la Tanzanie, sur les versants au vent (exposition sud-est) de massifs isolés comme les monts Usambara ou le mont Kilimandjaro, bénéficiant des ascendances orographiques des flux d'humidité venant de l'océan Indien. La seconde région regroupe quatre stations qui sont localisées dans la partie occidentale du Kenya, entre le lac Victoria et les hauts reliefs proches de la vallée du Rift. Les mécanismes à l'origine des précipitations dans cette zone combinent l'occurrence de flux humides d'ouest venant du bassin du Congo (Griffiths, 1959) et de brises de lac très vigoureuses (Anyah et

Semazzi, 2004), qui favorisent l'ascendance orographique des masses d'air instable et donc contribuent à l'abondance des précipitations.

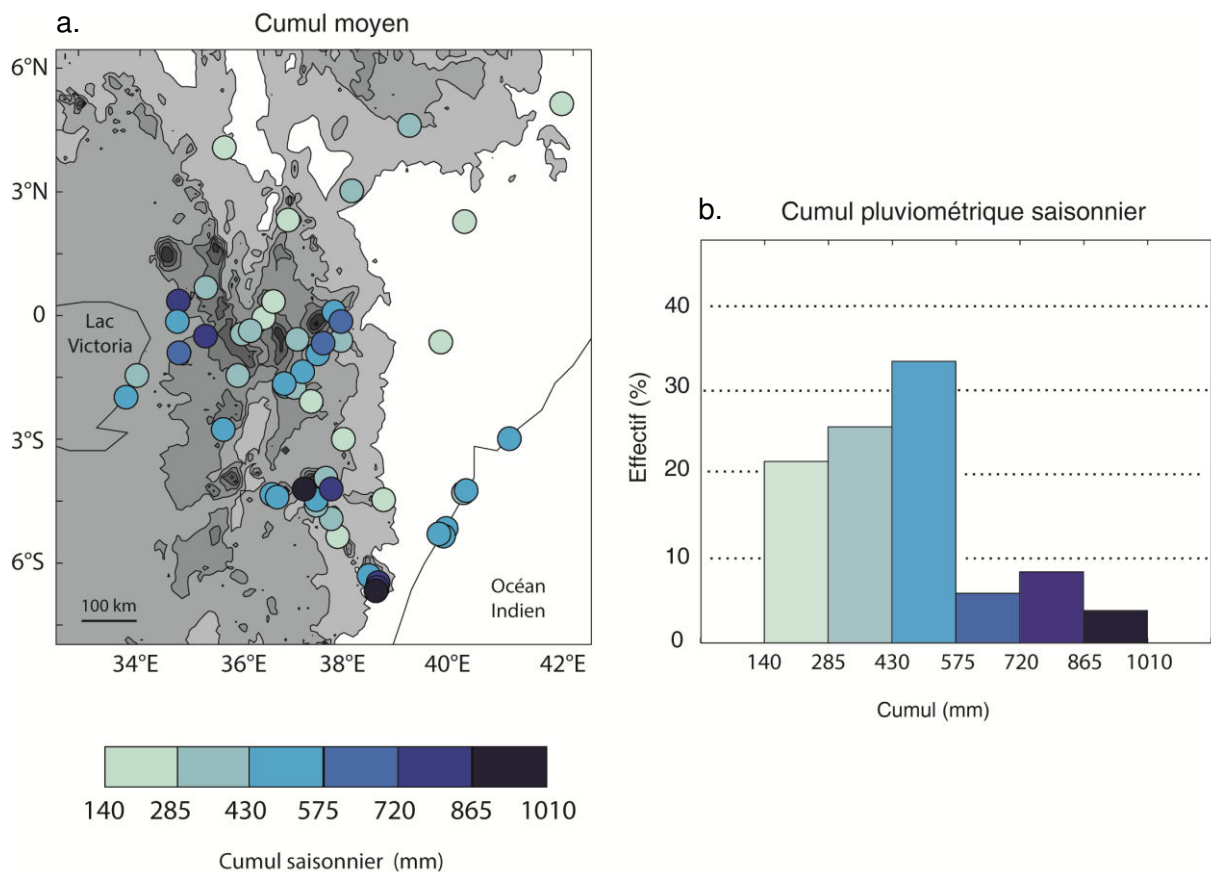


Figure 2.11 : Distribution spatiale (a) des cumuls saisonniers moyens calculés pour les long rains et distribution interstation (b).

b) Le nombre de jours de pluie

La longueur de la saison des pluies, qui a tendance à augmenter pour les stations implantées en altitude, imprime sa marque sur cette variable. Il est évident qu'une saison des pluies plus longue propose, a priori, plus de jours pluvieux qu'une saison courte. Pour éviter un tel biais, le descripteur NJP est transformé ici en fréquence relative (FJP), c'est-à-dire rapporté à la longueur de la saison pluvieuse. Il renseigne ainsi la part de saison dévolue aux jours de pluie indépendamment de la longueur de la saison. Sur l'espace Kenya et Tanzanie du Nord, ce descripteur est caractérisé par une distribution asymétrique étirée à gauche (Fig. 2.12b) résultant d'une opposition entre les stations de contexte aride et le reste du réseau.

À l'image du cumul saisonnier, le nombre de jours de pluie présente une variabilité interstation forte (Fig. 2.12a). En général, la répartition spatiale de FJP est fortement calquée

sur celle des cumuls saisonniers. Ainsi, sauf quelques exceptions, les stations caractérisées par de faibles cumuls se distinguent également par un nombre de jours de pluie plutôt restreint. Les stations situées sur les versants exposés aux vents d’est ou aux circulations de brises enregistrent les pluies les plus fréquentes, probable conséquence d’ascendances orographiques fréquentes. La côte, dont le comportement des descripteurs paraît jusqu’à présent déconnecté du reste du réseau, se distingue également par un nombre de jours pluvieux important.

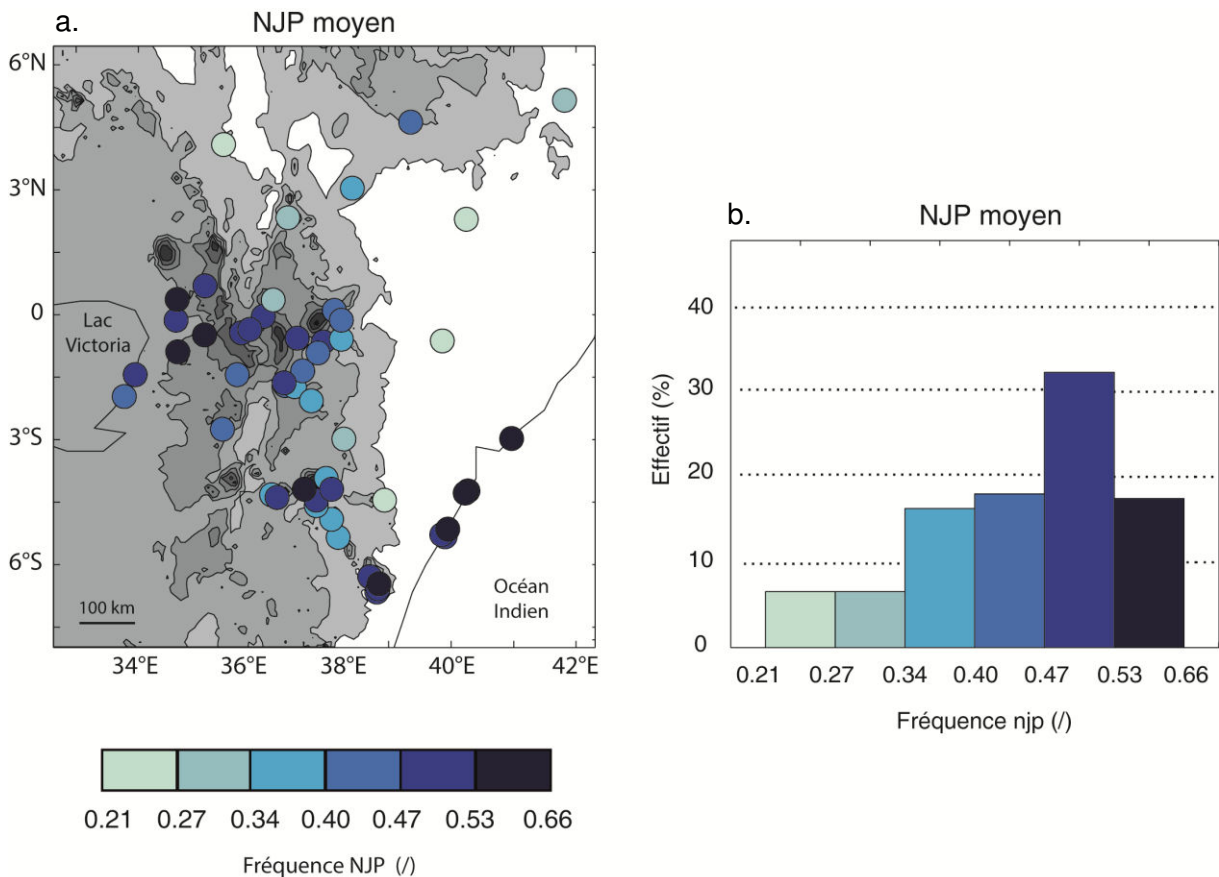


Figure 2.12 : Distribution spatiale de la fréquence moyenne des jours de pluie (jour de pluie.jour⁻¹) pour les long rains (a). Répartition interstation de la fréquence moyenne des jours de pluies (b).

c) L'intensité quotidienne moyenne

La figure 2.13 présente les caractéristiques de l'intensité quotidienne moyenne des précipitations au cours des long rains 1961-2001. Ce descripteur est souvent difficile à appréhender tant il peut être contraint à la fois par les caractéristiques topographiques en place localement et la persistance des phénomènes pluvieux. L'étude réalisée par Camberlin et al. (2012) sur la déclinaison des pluies le long des flancs est du mont Kenya illustre ces propos puisqu'il est clairement montré que leur intensité se caractérise par une variabilité importante

sur un espace restreint et que cette variabilité spatiale est en grande partie contrôlée par l'exposition du site. Les intensités moyennes calculées pour chacune des cinquante-trois stations se déclinent sur une gamme importante qui s'étend de 8.7 mm.jour⁻¹ à près de 22 mm.jour⁻¹ (Fig. 2.13b). S'il est difficile de repérer une logique spatiale simple dans la distribution des intensités, quelques constatations peuvent, tout de même, être faites :

- les intensités le plus élevées sont associées à des stations qui enregistrent des saisons plutôt courtes avec un nombre de jours de pluie peu élevé (cf. Fig. 2.11 & 2.12), comme sur la côte, sous-région très homogène dont les intensités moyennes varient entre 15.7 et 18 mm.jour⁻¹ ;
- il existe une différence notable entre les faibles intensités pluviométriques quotidiennes des hautes terres du centre et de l'ouest, et les plus fortes intensités des espaces plus monotones de l'est (plaines et piémonts), qui dépassent localement les 20 mm.jour⁻¹. L'explication d'une telle différence peut se trouver dans le potentiel précipitable, qui diminue à mesure que l'altitude augmente.

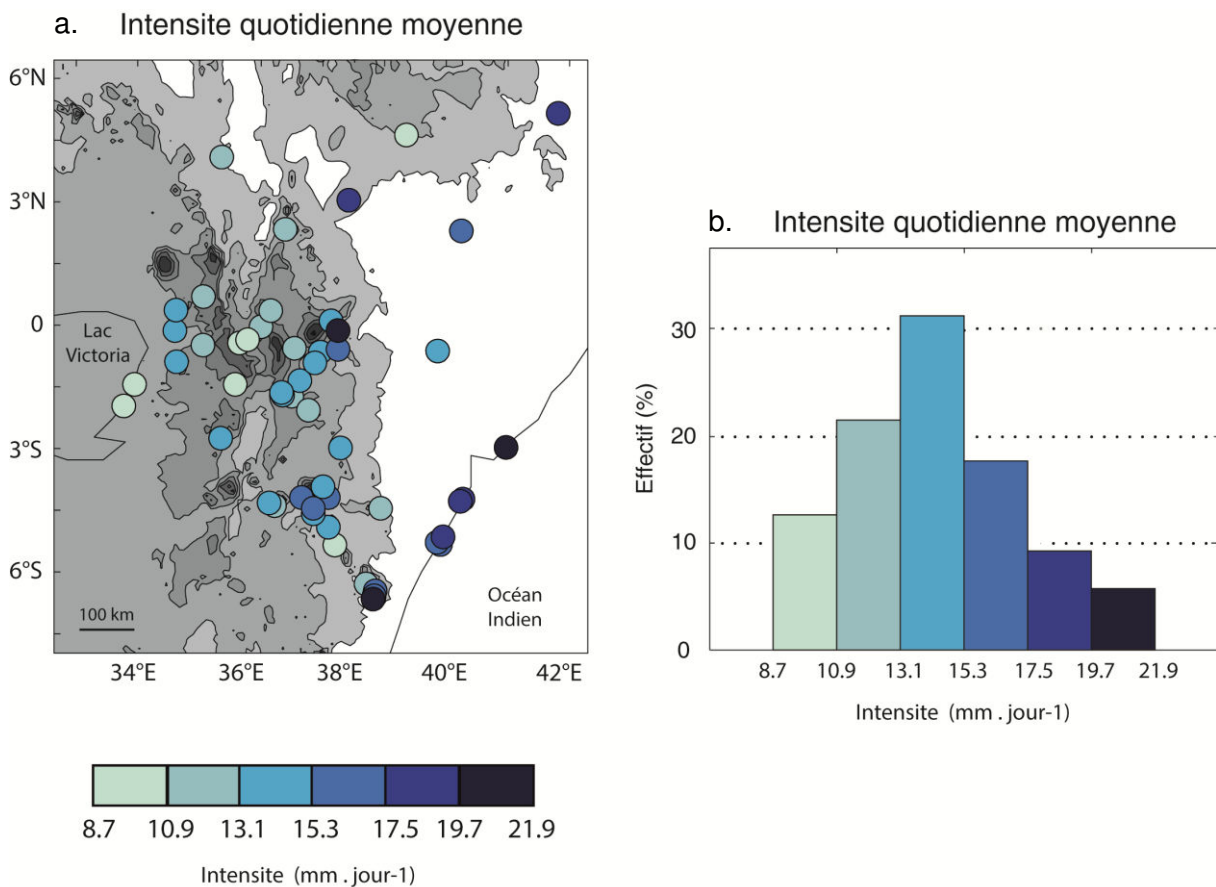


Figure 2.13 : Distribution des intensités quotidiennes moyennes enregistrées au cours des long rains dans l'espace (a). Répartition des quantités précipitées au sein du réseau de cinquante-trois stations (b).

d) Nombre d'épisodes secs (nbES) et longueur moyenne des épisodes secs (lmES)

Les deux descripteurs principaux qui soulignent le comportement des épisodes secs intrasaisonniers sont présentés simultanément car ils sont complémentaires. Ces deux descripteurs présentent des distributions interstation différentes, avec une distribution proche d'une répartition quasi gaussienne pour le nombre d'épisodes secs (Fig. 2.14a) et une distribution asymétrique étirée à droite (Fig. 2.14b) qui est logiquement à l'opposé de celle précédemment décrite pour le nombre de jours de pluie. Plus d'une station sur deux enregistre en moyenne plus de dix épisodes secs par saison des pluies (Fig. 2.14a, b). Mais ces épisodes sont très courts, avec une valeur modale oscillant entre 2.27 et 3,3 jours (Fig. 2.14b).

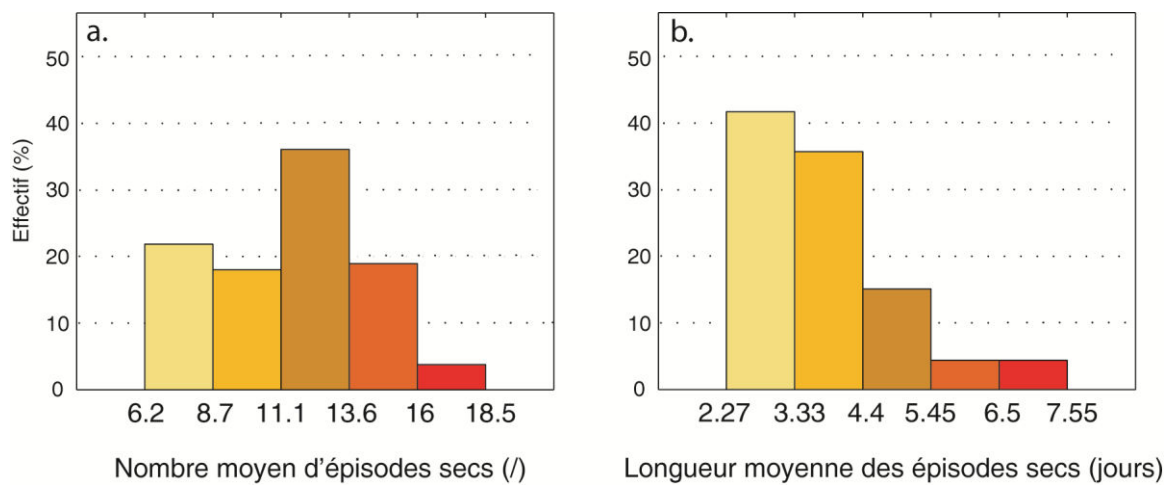


Figure 2.14 : Distribution du nombre moyen (a) et de la longueur moyenne (b) des épisodes secs enregistrés au cours des long rains 1961-2001 au sein des cinquante-trois stations du réseau.

La géographie de la variable nbES (Fig. 2.15a) présente de fortes ressemblances avec la répartition des cumuls saisonniers ainsi qu'avec la longueur moyenne de saison sur l'ensemble de la région. Les stations atypiques de l'Ouest, singularisées par des cumuls et un nombre de jours de pluie importants, ainsi qu'une saison des pluies très longue, se distinguent de nouveau par les nombres les plus élevés d'épisodes secs du réseau de stations. En effet, la longueur de la saison des pluies est telle que l'alternance entre épisodes pluvieux et secs est davantage développée que dans des stations où les saisons sont brèves. S'ils sont incontestablement nombreux, ces épisodes secs sont également très courts car leur durée moyenne dépasse tout juste les trois jours (Fig. 2.15b). La situation inverse prévaut au nord et à l'est de la région.

L'interprétation de ce genre de descripteur est délicate dans la mesure où elle apparaît contre-intuitive. En effet, un nombre élevé d'épisodes secs est intuitivement associé à des conditions de sécheresse. Or, il n'en est rien puisque la structuration interne d'une saison des pluies est basée sur l'alternance entre épisodes pluvieux et épisodes secs. Ainsi, un nombre élevé d'épisodes secs est forcément associé à un nombre élevé d'épisodes pluvieux au cours de la saison et inversement, peu de séquences sèches intrasaisonniers induisant peu de séquences pluvieuses. Ce descripteur devient réellement informatif dès lors qu'il est associé à des descripteurs comme la longueur des épisodes et/ou l'intensité des pluies par exemple.

La longueur moyenne des épisodes secs (Fig. 2.15b) présente une organisation spatiale ressemblant à celle des cumuls saisonniers (Fig. 2.15a). Les stations le plus sèches se signalent par des épisodes secs plus longs que ceux présents dans les stations subhumides. Malgré des différences dans la définition des épisodes secs, la période de caractérisation (saison fixe MAM pour Gitau, 2011), les configurations spatiales observées et les longueurs moyennes sont en accord avec celles de Gitau (2011).

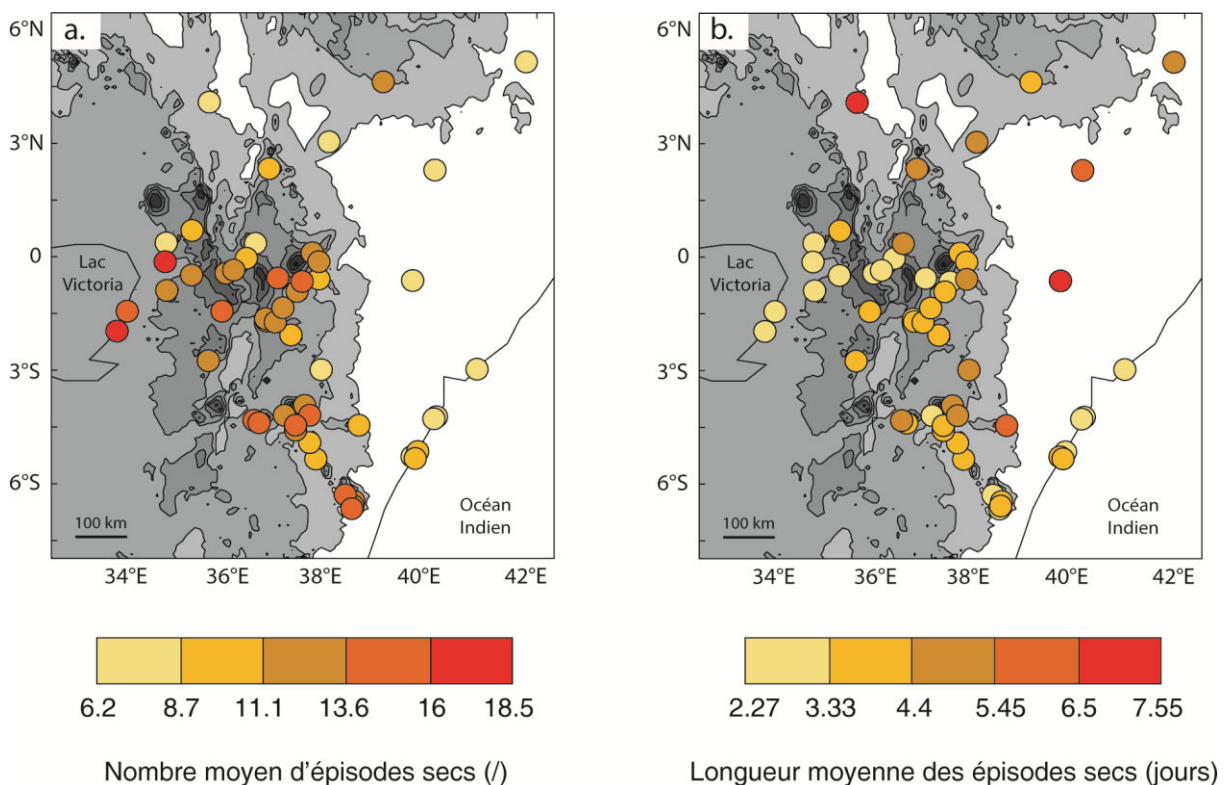


Figure 2.15 : *Distribution spatiale du nombre moyen d'épisodes secs (a) et leurs longueurs moyennes (b) enregistrés au cours des long rains 1961-2001 au Kenya et en Tanzanie du Nord.*

e) Nombre de jours secs dans les longs épisodes secs

NJS_IES montre une géographie assez ressemblante avec celle du nombre moyen d'épisodes secs, pour les mêmes raisons (Fig. 2.16).

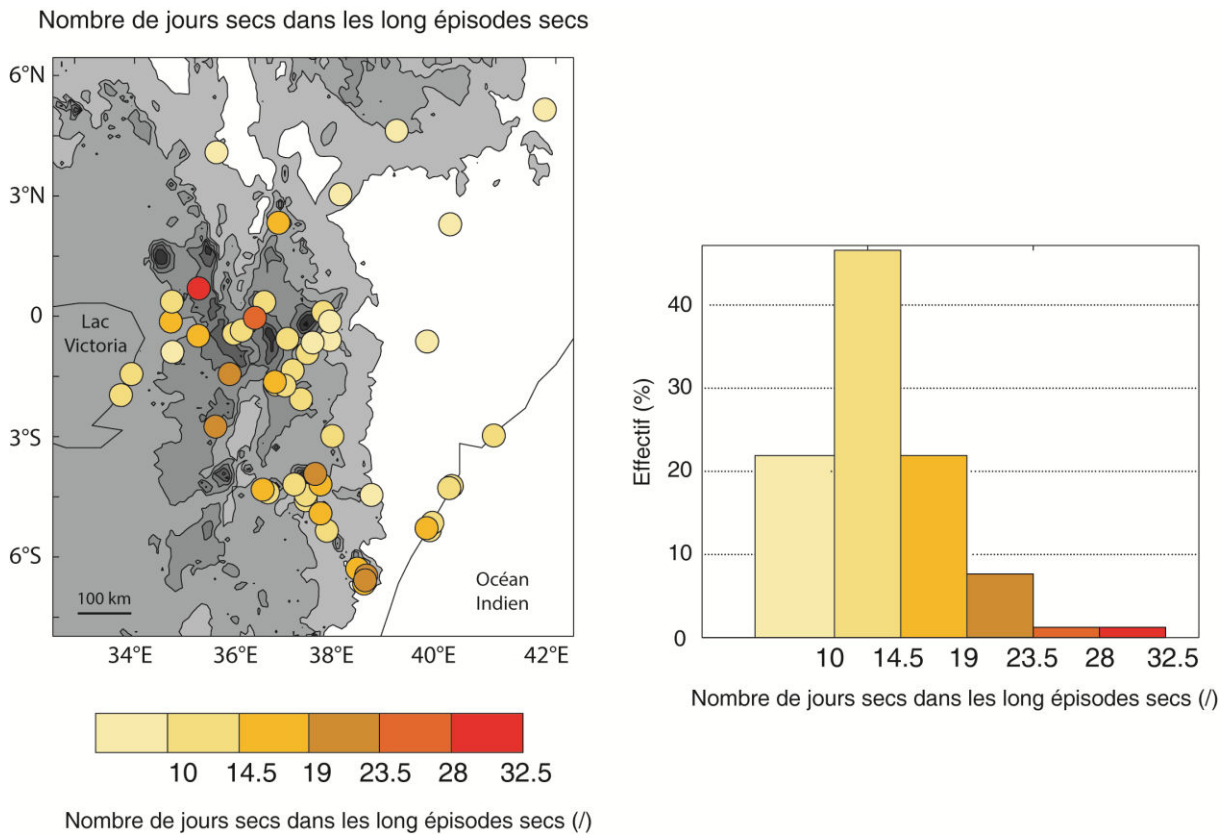


Figure 2.16 : Distribution spatiale du nombre de jours secs dans les longs épisodes secs au cours des long rains *dans l'espace* (a), Répartition des NJS_IES au sein du réseau de stations (b).

2.2.2 – La saison des short rains

Les caractéristiques des short rains pour l'ensemble de la région Kenya et Tanzanie du Nord sont présentées dans le tableau 2.3. Elles correspondent à la moyenne des DIS calculés pour chacune des cinquante-trois stations et chaque année de la période 1961-2001. Comme pour les long rains, la variabilité temporelle de chaque descripteur est représentée par la moyenne spatiale des écarts-types relatifs aux cinquante-trois stations.

Le démarrage moyen des précipitations des short rains survient le 23 octobre, tandis que la fin de saison se produit peu après la mi-décembre (17 décembre). La date de démarrage est en accord avec la littérature puisque Camberlin et al. (2009) obtiennent la même date à partir

d'un réseau de stations moins dense, et Asnani (1993) trouve un démarrage moyen entre le 13 et le 18 octobre. Les dates de fin moyennes divergent un peu puisque Camberlin et al. (2009) proposent le 26 décembre alors qu'Asnani (1993) considère que la fin des short rains intervient entre le 7 et le 11 décembre. Les valeurs d'écart-types (respectivement 24.8 et 27 jours) qui accompagnent ces dates sont élevées, soulignant une variabilité interannuelle importante ; cette spécificité a également été précisée dans les travaux cités ci-dessus.

La durée moyenne des short rains est de 58.2 jours, contre près de soixante-huit pour l'autre saison des pluies et les quantités de précipitations enregistrées nettement moins abondantes que lors des long rains (439 mm) puisqu'elles dépassent tout juste 300 mm. Il apparaît donc sans surprise que les pluies des short rains sont moins abondantes et moins durables que celles qui se produisent au cours des long rains. Les short rains se construisent par une alternance d'épisodes pluvieux et d'épisodes secs dont le nombre moyen est en deçà de dix et la longueur moyenne est de 3,6 jours. Avec 15,2 jours, le nombre moyen de jours secs dans les longs épisodes secs est légèrement supérieur à celui enregistré pour les long rains. Dans l'ensemble, les DIS sont impactés par des écarts-types élevés, suggérant une importante variabilité temporelle. Il apparaît donc sans surprise que les précipitations des short rains sont moins abondantes et moins durables que celles qui se produisent au cours des long rains.

Descripteurs	Moyenne	Écart-type
DSP	23 octobre	24.8 jours
FSP	17 décembre	27 jours
LSP (jours)	58.2	35.3
CUM (mm)	308	208.9
NJP	24	14
INT (mm.jour⁻¹)	13.3	4.9
nbES (/)	9	5.5
nbIES (/)	1.4	1.3
lm_ES (jours)	3.6	2
NJS_IES (jours)	15.2	16.1

Tableau 2.3 : Caractéristiques moyennes des DIS pour la période 1961-2001. Les moyennes sont calculées pour chacune des cinquante-trois stations puis moyennées. La variabilité *interannuelle des DIS est indiquée par l'écart-type* calculé comme la moyenne des écarts-types annuels des cinquante-trois stations.

2.2.2.1 – Chronologie et longueur de la saison des pluies

a) DSP

La figure 2.17 présente les caractéristiques des dates moyennes du démarrage des short rains pour les cinquante-trois stations au cours de la période 1961-2001. Elles se distinguent par une amplitude importante au sein du réseau de stations puisque les démarrages le plus précoces surviennent début septembre, tandis que les plus tardifs se produisent au cours du dernier tiers de décembre (Fig. 2.17b). Contrairement aux long rains, les DSP moyennes ne présentent pas de gradient spatial très net entre les stations du nord-est et les stations du sud-ouest. Les stations de l'ouest, adossées à la vallée du Rift, se distinguent par les dates les plus précoces du réseau (courant septembre). Ceci n'a rien de surprenant dans la mesure où cette région ne connaît pas réellement de petite saison sèche entre les long rains et les short rains, comme ce qui se produit dans le reste du pays. Les pluies de septembre sont donc suffisantes pour répondre aux conditions imposées par la définition des DSP locaux, la saison démarre alors que le reste du pays est encore en saison sèche.

La mise en place des short rains se poursuit de manière plus ou moins anarchique en s'installant dans la région centrale, puis dans quelques stations tanzaniennes exposées à l'est (exemple les monts Usambara), ainsi que dans les stations côtières du Kenya. Au cours de cette saison, la ZCIT est très diffuse, ce qui explique l'absence de gradient dans les DSP. L'installation des pluies est donc sujette à des mécanismes d'échelles plus restreintes, notamment des interactions entre brises de versant et circulation générale puisque les stations où le DSP est le plus précoce sont celles bénéficiant d'une exposition sur des versants au vent. Ceci laisse supposer que ce sont les conditions locales qui contrôlent le déclenchement des pluies.

Les démarrages le plus tardifs observés sur le réseau, au-delà du 10 novembre, concernent 49 % des stations (Fig. 2.17b). Ils se retrouvent sur toute de la région, mais sont majoritaires dans les stations tanzaniennes ainsi que les stations localisées dans les grandes plaines de l'est et le couloir du Turkana entre les hauts reliefs éthiopiens et kenyans (Fig. 2.17a). Dans le cas des stations tanzaniennes, le démarrage tardif peut s'expliquer par un effet d'exposition puisqu'elles sont orientées au sud ou à l'ouest, alors que les flux vecteurs d'humidité au cours des short rains arrivent majoritairement de l'est. Le retard rencontré dans les plaines de l'est kenyan s'explique par la persistance jusqu'en octobre du jet de basses couches provenant de l'hémisphère sud, et qui diverge sur l'est du Kenya avec une branche qui s'engouffre dans le couloir Turkana au nord-ouest et une autre qui se recourbe en direction du nord-est vers la Somalie. La divergence maintient tardivement des conditions sèches sur cette région.

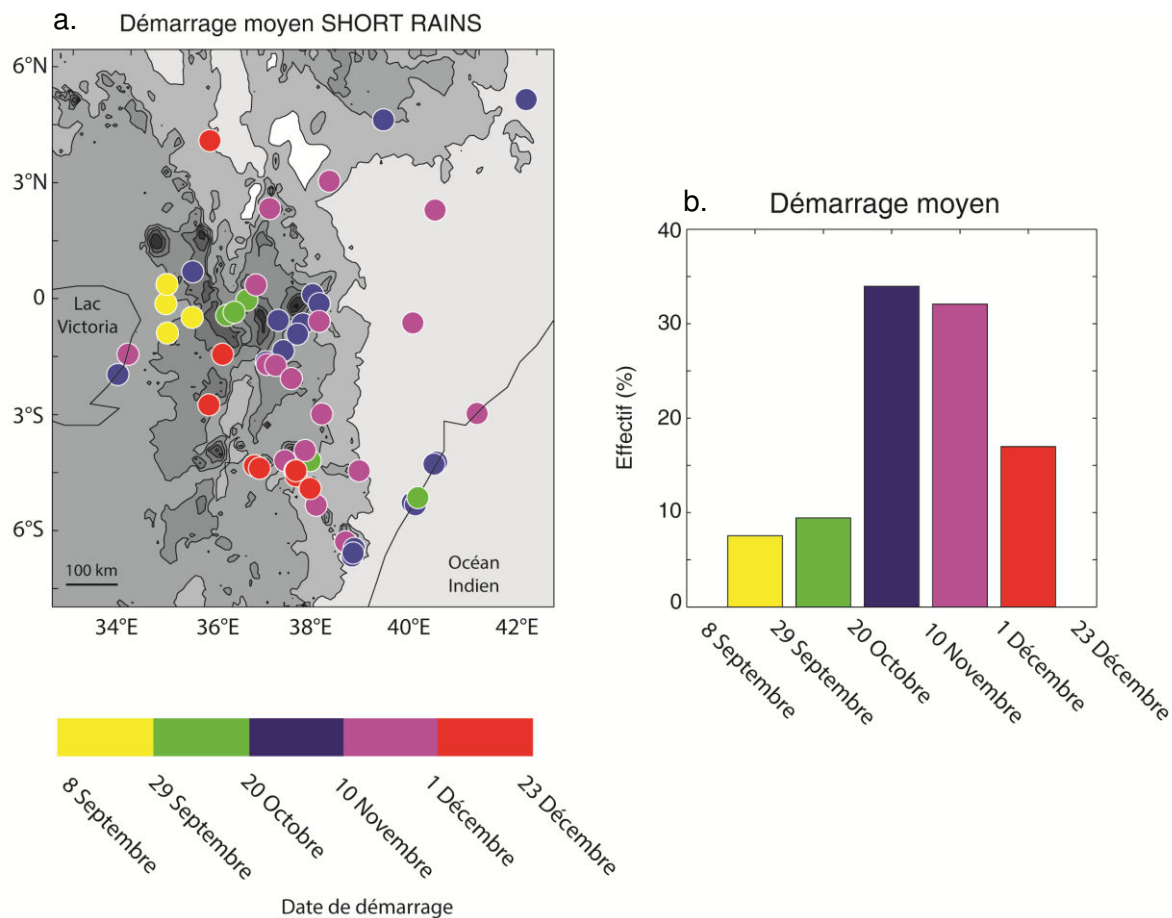


Figure 2.17 : Distribution des dates moyennes du démarrage des short rains dans l'espace (a) et leur répartition interstation (b).

b) FSP

La fin de saison propose une organisation plus structurée dans l'espace puisque qu'un gradient latitudinal semble se dégager. La configuration spatiale (Fig. 2.18a) n'est pas sans rappeler celle des dates de démarrage des long rains, à la différence près que, localement, certains reliefs altèrent cette logique d'ensemble. Elle montre un gradient nord-est – sud-ouest avec des saisons qui se terminent plus précocement dans le nord et l'est de la région. Les stations implantées dans la région du mont Kenya ont tendance à enregistrer une fin de saison lors de la seconde quinzaine de décembre tandis que la plupart des stations tanzaniennes ou de l'ouest du Kenya prolongent les short rains jusque début janvier. L'amplitude entre les dates de fin le plus précoces et les dates de fin le plus tardives enregistrées au sein du réseau de stations est quasi équivalente à deux mois complets (Fig. 2.18b). À l'instar du démarrage des long rains, il semble que cette forte amplitude, qui se matérialise dans l'espace par un gradient nord-sud, soit la conséquence de la lente migration saisonnière de la ZCIT vers le

sud. Définir une seule et unique date moyenne comme représentative du comportement de la fin de saison est donc difficilement envisageable, ce qui ne signifie pas nécessairement qu'il n'y ait pas de covariabilité interannuelle sur l'ensemble ou partie de la région étudiée. Ce point sera plus précisément examiné dans la section 2.3 par le biais d'une analyse de cohérence spatiale.

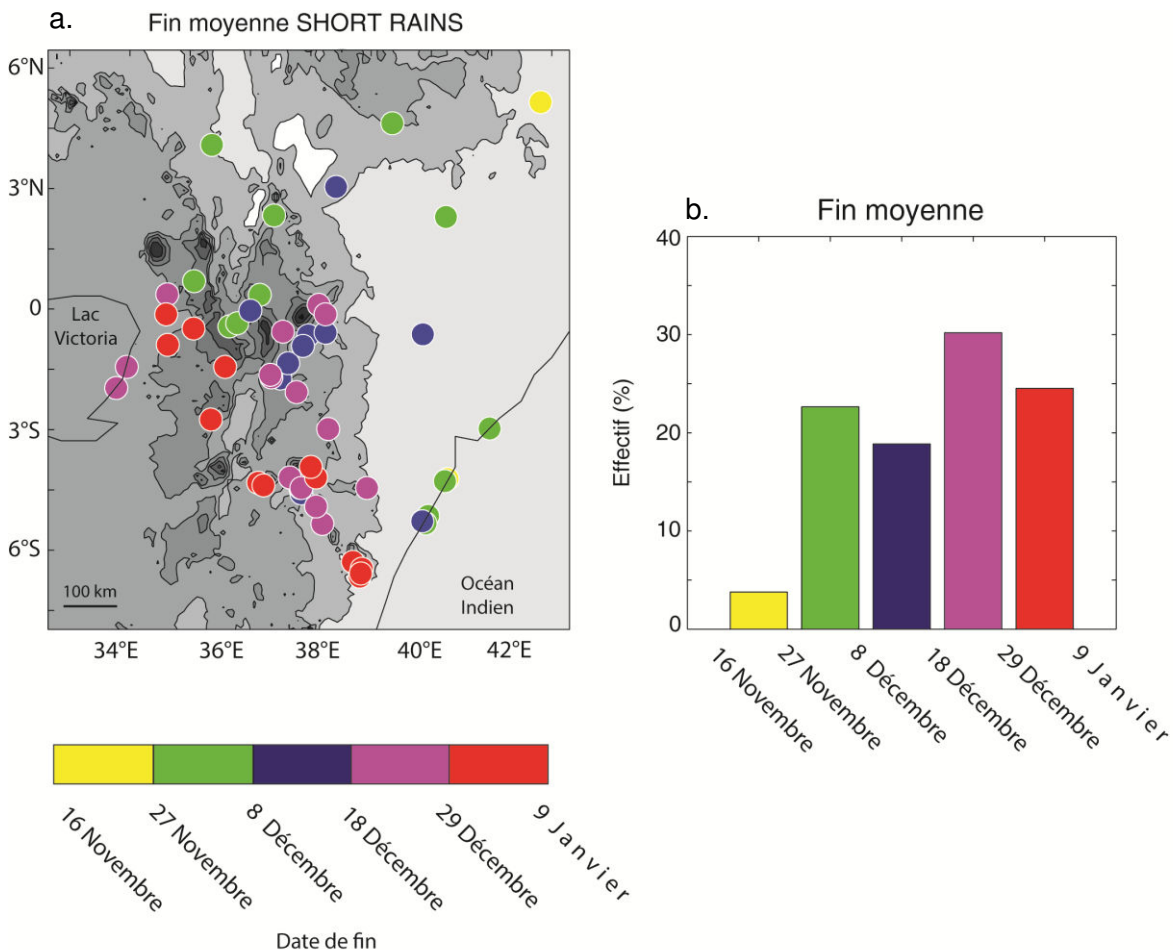


Figure 2.18 : Distribution des dates moyennes de fin des short rains *dans l'espace (a) et leur répartition interstation (b)*.

c) La longueur moyenne de la saison des pluies (LSP)

Pour faciliter la comparaison avec la saison des long rains, la discrétisation des longueurs de saison des short rains a été effectuée en conservant les mêmes bornes de classes que celles calculées pour les long rains. La distribution des LSP (Fig. 2.19b) présente une forte amplitude entre les stations, ainsi qu'une nette dissymétrie étirée à droite qui suggère la prédominance de saisons à durée modérée. Comme pour les long rains, la station de Lodwar au nord-ouest se démarque une nouvelle fois par des saisons très courtes avec seulement

vingt-deux jours en moyenne. À l'inverse, en arborant une durée moyenne de cent vingt-deux jours, la station de Kisii (34.78°E - 0.68°S) est la station dans laquelle les short rains durent le plus longtemps. Les deux tiers des stations sont concernées par des short rains dont la durée moyenne reste inférieure à soixante jours (Fig. 2.19b). Ces stations se déploient principalement dans les régions arides du nord et de l'est, sur la côte kenyane, mais aussi dans une partie de la région centrale. Les stations tanzaniennes, exception faite de celles exposées à l'est, partagent cette même caractéristique. Les saisons le plus longues sont observées au sein des stations situées à l'ouest des Western Highlands, ainsi que localement dans deux stations tanzaniennes exposées à l'est.

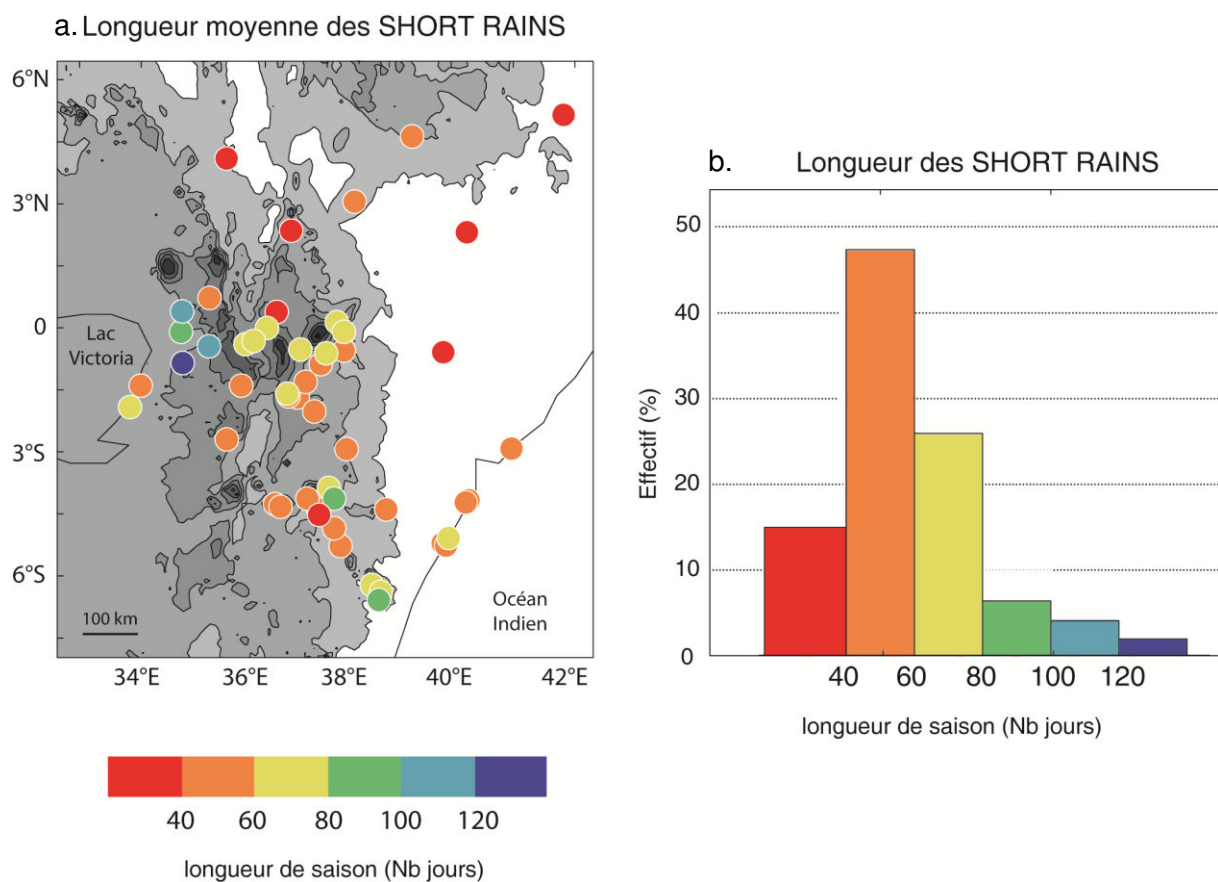


Figure 2.19 : Distribution de la longueur moyenne des short rains (a) et répartition fréquentielle des stations en fonction de la longueur de la saison (b).

2.2.1.2 – Les autres propriétés de la saison des pluies

a) Le cumul saisonnier

La figure 2.20 présente les caractéristiques moyennes des cumuls saisonniers pour les saisons des short rains 1961-2001. L’histogramme montrant la distribution statistique de ces cumuls moyens (Fig. 2.20b) est construit à partir des mêmes bornes de discrétisation que pour les cumuls des long rains. À l’image de ce qui a été développé en section 1.2.2.1, la majorité des stations du réseau enregistrent des cumuls moins importants que lors de la saison des long rains puisque près de 80 % d’entre elles affichent des cumuls inférieurs à 400 mm. Les valeurs enregistrées évoluent dans une gamme restreinte décrite par un minimum de 92 mm à la station de Mandera (41°87 E - 3°93 N) et un maximum avoisinant une moyenne de 750 mm à la station de Rombo Mission (37°6 E - 3°2 S). Les stations le plus arrosées sont implantées à l’ouest sur les versants dominants le lac Victoria et sur les pentes orientées est-nord-est du mont Kenya et du mont Kilimandjaro, où les short rains sont plus abondantes que les long rains. Sauf ces cas particuliers, les cumuls moyens des short rains varient assez peu dans l’espace.

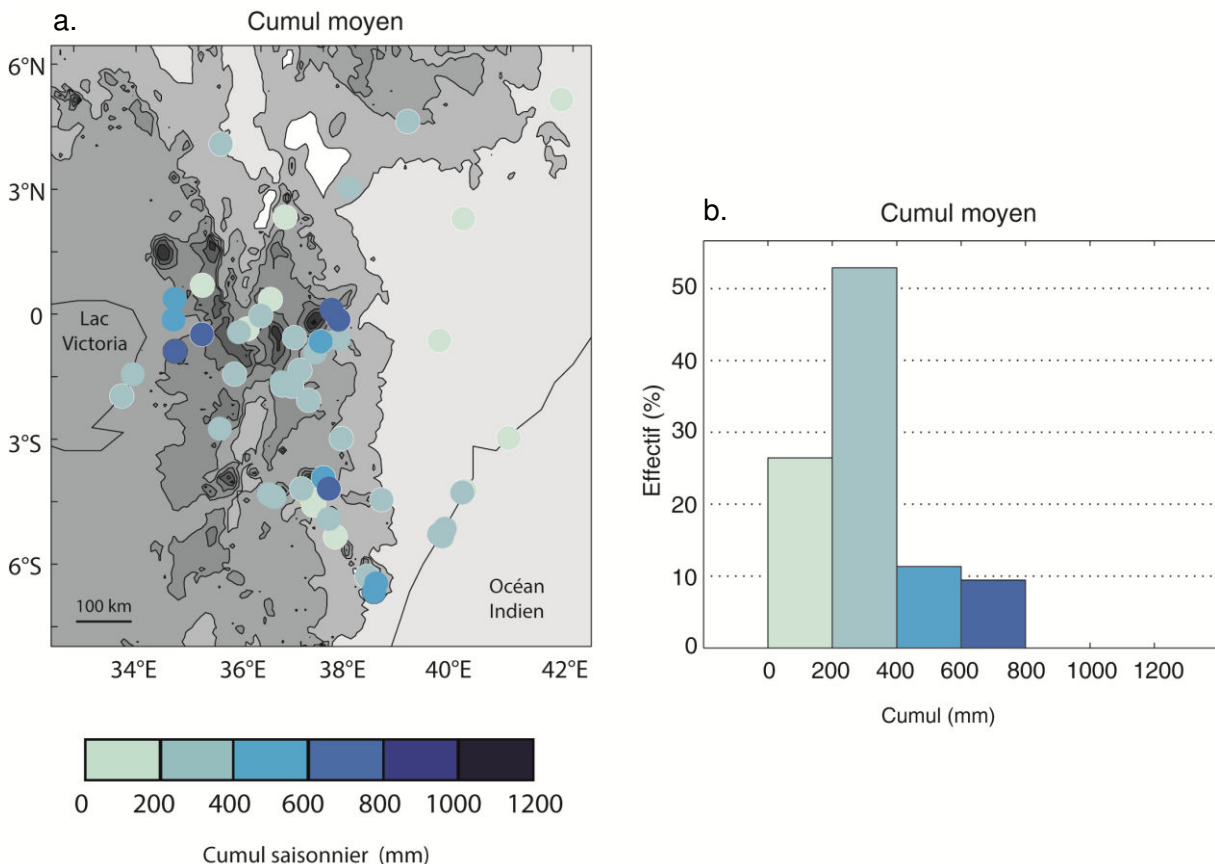


Figure 2.20 : Distribution spatiale (a) des cumuls saisonniers moyens calculés pour les short rains et distribution interstation (b).

b) Le nombre de jours de pluie

Sans surprise, la répartition spatiale de la fréquence du nombre de jours de pluies (Fig. 2.21a) est fortement calquée sur la répartition des cumuls saisonniers (Fig. 2.21a). Ainsi, sauf exception, les stations caractérisées par de faibles cumuls se distinguent également par un nombre de jours de pluie plutôt restreint.

Même s’il apparait difficile de mettre à jour une géographie bien définie, certaines spécificités semblent se dégager. Les stations localisées dans la région centrale, notamment sur les pentes orientales du mont Kenya, enregistrent un nombre de jours pluvieux légèrement supérieur à la moyenne, avec un comportement relativement similaire d’une station à l’autre, comme déjà montré pour d’autres paramètres. Dans l’ensemble, si les stations situées en altitude connaissent des pluies légèrement plus fréquentes que les autres stations, les disparités spatiales sont moins prononcées que lors des long rains.

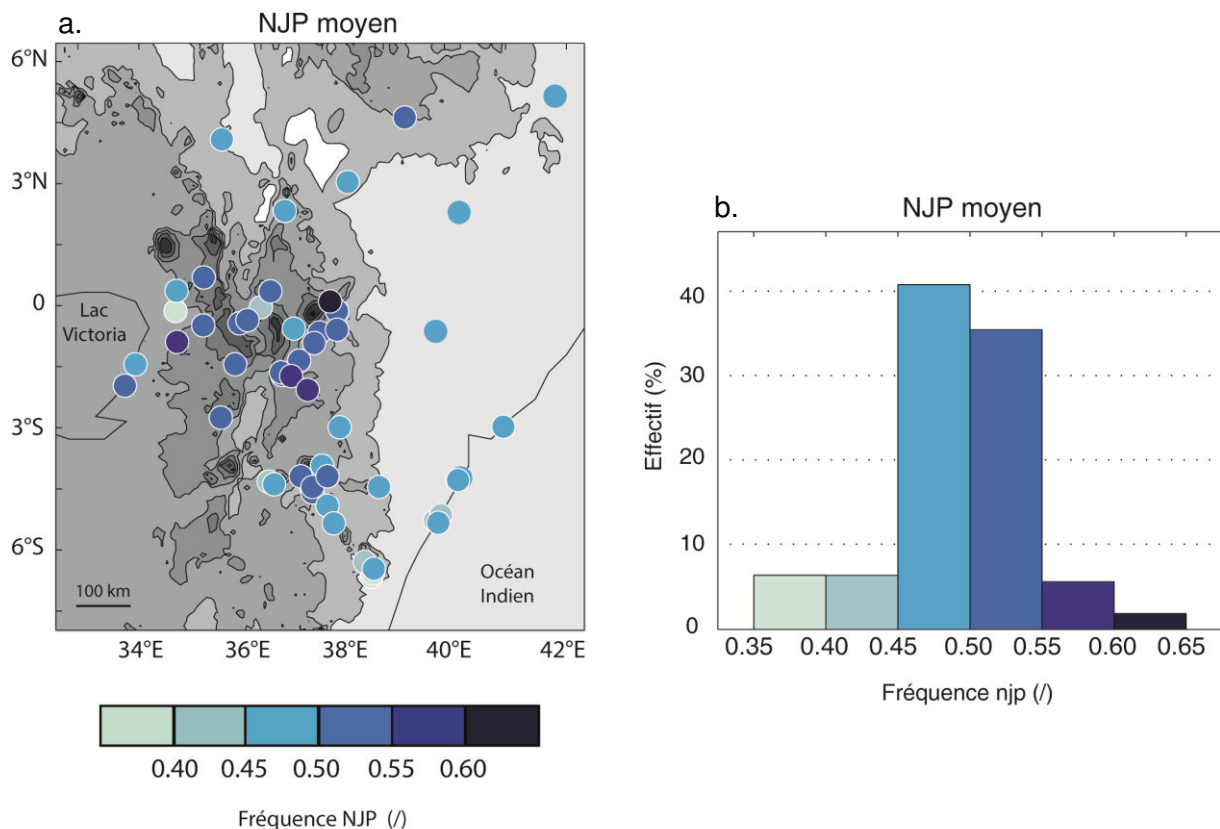


Figure 2.21 : Distribution spatiale de la fréquence moyenne des jours de pluies (jour de pluie.jour⁻¹) pour les short rains (a). Répartition interstation de la fréquence moyenne des jours de pluies (b).

c) Intensité quotidienne moyenne

La figure 2.22 (a) montre la distribution spatiale de l'intensité quotidienne moyenne des précipitations pour les short rains de la période 1961-2001. La distribution spatiale de ces intensités ressemble à celle décrite précédemment pour les long rains (Fig. 2.13). Ainsi, se retrouve l'opposition majeure apparue pour les long rains, entre les faibles intensités observées dans les hautes terres et les fortes intensités associées à l'ensemble basse terre, piémonts et versants du mont Kenya orientés à l'est. Les contrastes spatiaux sont bien plus prononcés pour l'intensité que pour le nombre de jours de pluie. La côte, qui se démarquait lors de l'autre saison des pluies par des intensités fortes, se retrouve cette fois-ci dépourvue de cohérence puisque les intensités varient fortement (entre 8 et plus de 15.5 mm.jour⁻¹) sur de très courtes distances.

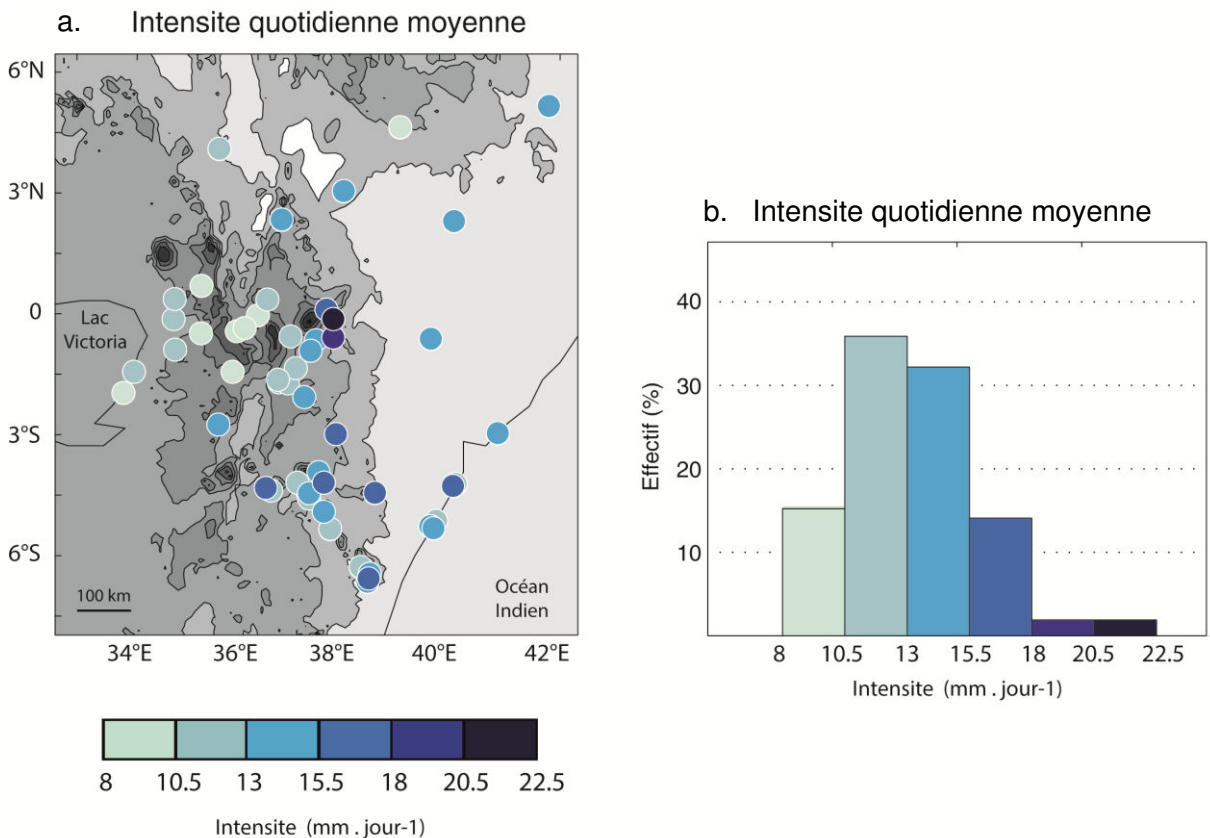


Figure 2.22 : Distribution des intensités quotidiennes moyennes enregistrées au cours des short rains dans l'espace (a). Répartition des quantités précipitées au sein du réseau de cinquante-trois stations (b).

d) Nombre d'épisodes secs (nbES) et longueur moyenne des épisodes secs (lmES)

Les deux descripteurs principaux qui décrivent le comportement des épisodes secs intrasaisonniers sont à nouveau présentés ensemble. Plus d'une station sur deux enregistre plus de dix épisodes secs par saison des pluies (Fig. 2.23a). La moitié des stations sont décrites par des épisodes secs très courts dont la durée ne dépasse pas 3.5 jours (Fig. 2.23b), l'autre moitié enregistrant des épisodes secs qui oscillent entre 3.5 et 5 jours. L'amplitude entre la longueur minimale et la longueur maximale reste faible et les longueurs moyennes observées sur le réseau de stations sont finalement assez courtes.

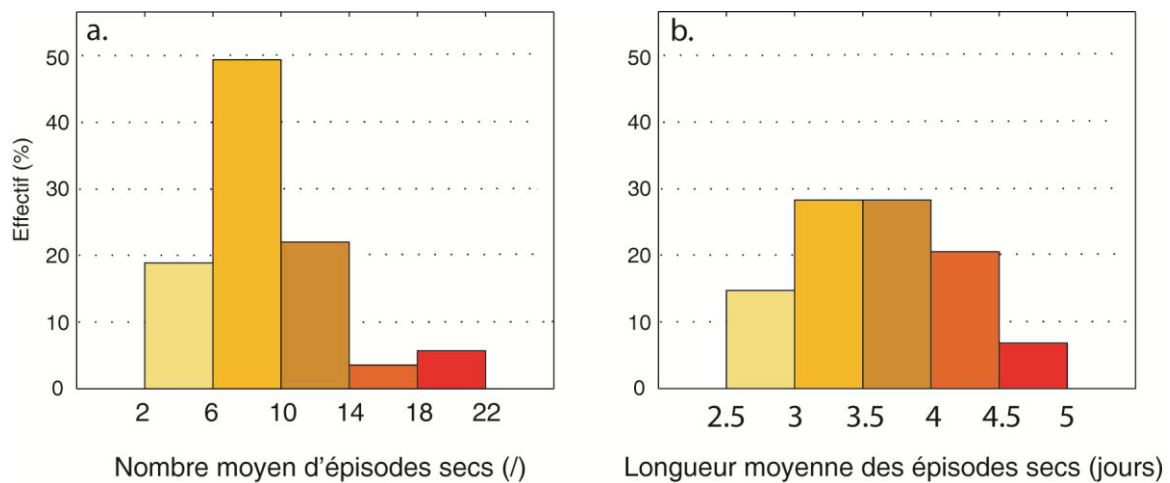


Figure 2.23 : Distribution du nombre moyen (a) et de la longueur moyenne (b) des épisodes secs enregistrés au cours des short rains 1961-2001 au sein des cinquante-trois stations du réseau.

La géographie met en exergue pour nbES (Fig. 2.24a) de fortes ressemblances avec la répartition des cumuls (Fig. 2.20a) saisonniers ainsi qu'avec la longueur moyenne de la saison (Fig. 2.19a) sur l'ensemble de la région. Les stations de l'Ouest se distinguent par des épisodes secs, les plus nombreux du réseau. L'interprétation de ce nombre plus élevé d'épisodes secs à cet endroit reste la même que celle établie pour les long rains, à savoir que, dans ces stations, la longueur de la saison des pluies est telle qu'elle induit une alternance de nombreux épisodes pluvieux et secs. Ces épisodes secs sont également très courts car leur durée n'excède jamais trois jours (Fig. 2.24b).

Le lien entre CUM, NJP, LSP et nbES est indéniablement reproduit sur l'ensemble de la région. En revanche, il est plus difficile de généraliser l'interaction entre tous ces descripteurs et la longueur moyenne des épisodes secs tant l'organisation spatiale mise en évidence paraît difficile à expliquer logiquement. Un des exemples qui abonde en ce sens concerne les

stations les plus sèches du réseau qui ne se signalent pas par des longueurs systématiquement plus importantes que les stations subhumides de la côte ou du centre.

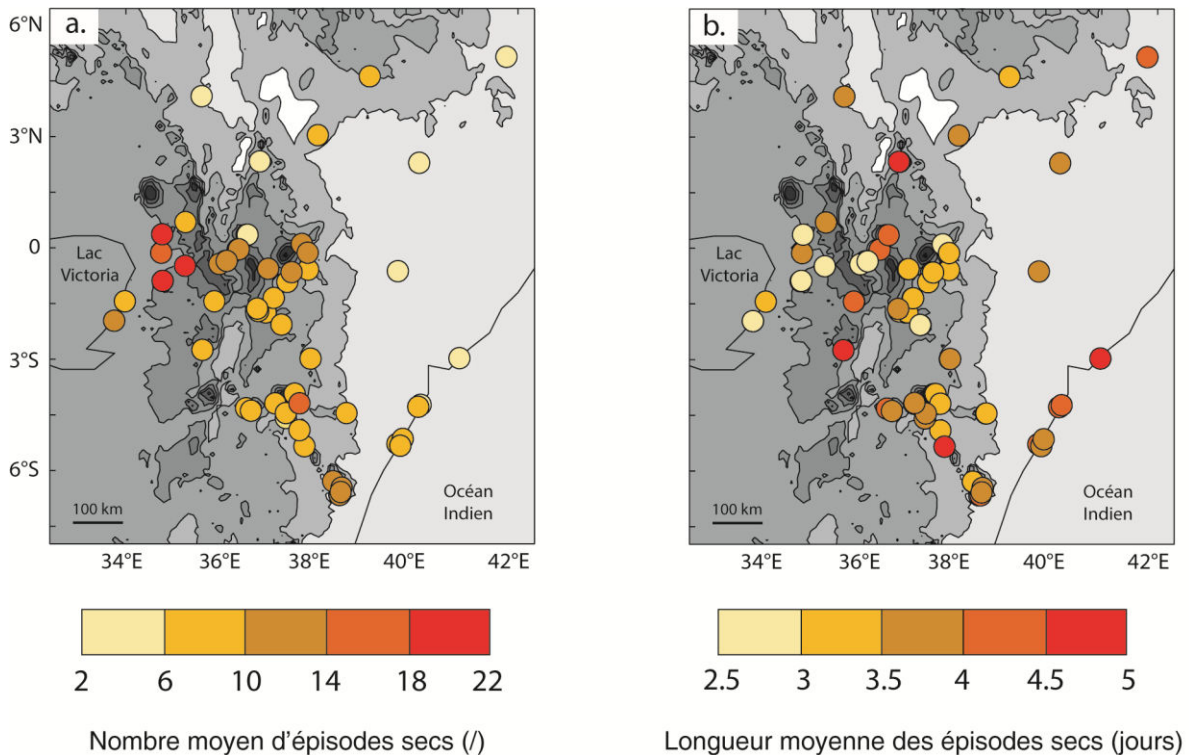
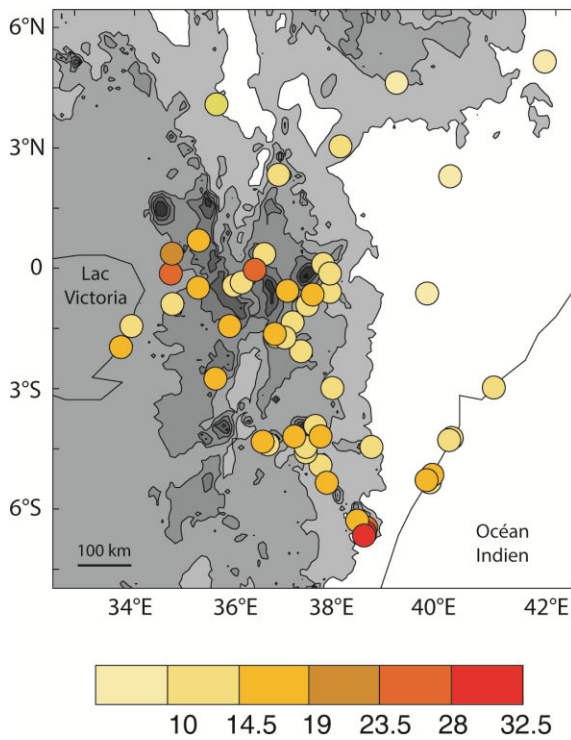


Figure 2.24 : Distribution des longueurs moyennes d'épisodes secs enregistrés au cours des short rains dans l'espace (a). Répartition des longueurs d'épisodes secs au sein du réseau de stations (b).

e) Nombre de jours secs dans les longs épisodes secs

Cette variable montre pour les short rains des caractéristiques comparables à celles des long rains. La distribution du nombre de jours secs dans les longs épisodes secs est similaire ce qui se traduit par le maximum de station situé dans la même classe de répartition [10 - 14.5] jours (Fig. 2.25b). La répartition spatiale reste très bruitée et les valeurs les plus faibles sont enregistrées dans les stations les plus sèches. Une différence apparaît toutefois à l'extrême sud-est de la région puisque les stations adossées au mont Umbara sont concernées par des NJS_IES très élevés, témoins probables d'une faible exposition aux flux dominants, vecteurs d'humidité.

a. Nombre de jours secs dans les long épisodes secs



Nombre de jours secs dans les long épisodes secs (/)

b. Nombre de jours secs dans les longs épisodes secs

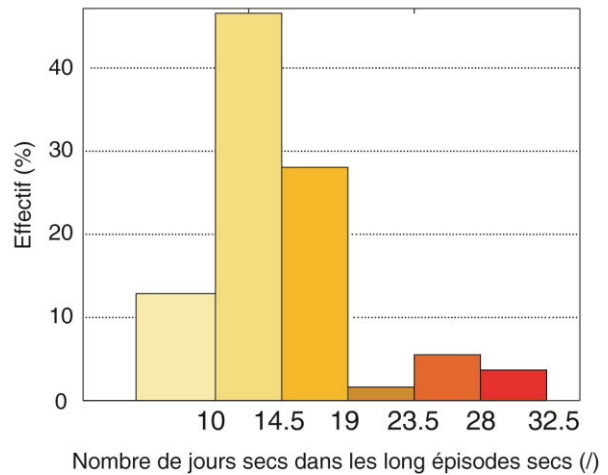


Figure 2.25 : Distribution spatiale du nombre moyen de jours secs dans les longs épisodes secs au cours des short rains (a). Histogramme de fréquence des NJS_IES au sein du réseau de stations (b).

2.3 – Analyse de cohérence spatiale des DIS

Les disparités spatiales constatées en section 2.2 dans les champs climatologiques (dates moyennes de début et fin de saison, cumuls saisonniers...) posent question sur la structuration spatiotemporelle, à l'échelle interannuelle cette fois, de ces paramètres. La prévision saisonnière de ces derniers suppose en effet qu'il existe un minimum de covariabilité climatique à l'intérieur de la région étudiée. Pour tenter d'apporter une réponse à cette question, une étude de cohérence spatiale des différents DIS est mise en place. L'analyse de cohérence spatiale consiste à mesurer la structuration spatiotemporelle de chacun des DIS, autrement dit le degré de concordance des anomalies à l'échelle interannuelle.

Haylock et McBride (2001), Moron et al. (2006, 2007), puis Marteau (2009) proposent d'estimer le potentiel de prévisibilité de variables pluviométriques à partir du postulat de cohérence spatiale. Ils estiment que la prévisibilité potentielle d'une variable climatique sera d'autant plus limitée que sa cohérence spatiale est faible. On peut admettre que pour un réseau

de stations d'échelle régionale, une variable climatique combine un signal quasi uniforme, c'est-à-dire des anomalies de même polarité entre les stations ou points de grille du réseau, et du bruit (au sens statistique du terme) indépendant entre les stations. L'hypothèse peut être faite que le signal est principalement lié à des forçages externes d'échelle planétaire ou régionale, associés par exemple aux TSO et donc potentiellement reproductibles par les MCGA. Au contraire, le bruit est associé à des processus purement locaux et a priori imprévisibles à l'échelle interannuelle. Cette approche, comparable aux ensembles de simulations numériques forcées par des TSO, assimile les séries stationnelles aux membres d'un ensemble contenant (i) un signal uniforme en termes de variabilité interannuelle et induit par un forçage au moins d'échelle régionale et (ii) du bruit propre à chaque station. Le bruit correspond aux incertitudes liées à la mesure, mais également aux caractéristiques locales de chaque station. Dans cette section, on évalue en utilisant différents indicateurs statistiques, la part du signal uniforme, potentiellement prévisible, et du bruit, dans la variabilité des DIS.

2.3.1 – Les indicateurs statistiques de cohérence spatiale

Même si l'analyse de cohérence spatiale peut être effectuée pour chacun des DIS en utilisant des outils statistiques similaires, il paraît important de souligner que les échelles spatiotemporelles associées à chacun ne sont pas rigoureusement comparables. DSP et FSP représentent des événements ponctuels définis de telle sorte qu'ils résultent d'une agrégation de pluie sur une séquence de courte durée (deux jours), ce qui laisse supposer qu'ils présentent une forte variabilité spatiale. Ils sont comparables entre eux mais pas directement avec CUM, NJP et INT qui dérivent d'une agrégation sur une saison complète (deux à quatre mois).

2.3.1.1 – Le nombre de degrés de liberté dans l'espace (DOF)

Le DOF est une quantité théorique fondée sur le nombre de structures spatiales orthogonales nécessaires pour représenter un champ. Il permet d'estimer l'interdépendance entre toutes les stations d'un même réseau et considère l'estimation du nombre de stations libres, autrement dit le degré de liberté dans le réseau (Fraedrich et al., 1995 ; Bretherton et al., 1999 ; Moron et al., 2006, 2007 ; Marteau et al., 2009).

$$DOF = \frac{M^2}{\sum_{i=1}^M e_i^2} \quad (\text{eq 2.7})$$

avec M, le nombre de stations et e_i les valeurs propres de la matrice de corrélation entre les séries stationnelles.

Les scores de DOF varient entre 1 et le rang de la matrice de corrélation qui n'est autre que le nombre d'années – 1. Ainsi, pour l'interprétation des résultats, il faut retenir que :

- un DOF égal à 1 souligne une cohérence spatiale maximale, caractérisée par une évolution du champ analysé, complètement en phase au cours du temps et sur l'ensemble du réseau ;
- un DOF dont la valeur tend vers le rang de la matrice (40 dans cette analyse), souligne une cohérence spatiale faible induite par une indépendance des stations les unes par rapport aux autres dans la variation temporelle du paramètre analysé.

2.3.1.2 – La variance interannuelle de la moyenne des anomalies standardisées (var(SAI))

La variance temporelle des anomalies standardisées est un indice permettant d'estimer la proportion commune de variation temporelle d'un DIS entre l'ensemble des stations d'un même réseau. Algébriquement (eq.2.1), ce score est basé sur l'utilisation des chroniques temporelles standardisées x' de chaque DIS, calculées individuellement pour chaque station, soit pour l'année i et la station j :

$$x'_{ij} = \frac{(x_{ij} - \bar{x}_j)}{\sigma_j} \quad (\text{eq. 2.8})$$

où \bar{x}_j est la moyenne temporelle à long terme pour la station j considérée et σ_j représente l'écart-type interannuel pour cette même station.

L'indice d'anomalies standardisées (SAI ; Katz et Glantz, 1986, Marteau et al., 2009) se définit comme la moyenne des séries temporelles standardisées des M stations (eq.2.2), soit pour chaque année i :

$$SAI_i = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M x'_{ij} \quad (\text{eq. 2.9})$$

L'indice SAI est une estimation empirique du signal commun en phase au sein d'un réseau de stations. La variance interannuelle du SAI, notée var(SAI), mesure directement la cohérence spatiale d'un champ puisqu'elle dépend de la corrélation interstation (ρ_{ij}).

$$\text{var}(SAI) = \frac{1}{M} + \left(1 - \frac{1}{M}\right) \bar{\rho} \quad (\text{eq. 2.10})$$

où $\bar{\rho}$ est la moyenne spatiale des corrélations interstations. Si toutes les corrélations sont

égales à 0, alors $\bar{\rho} = 0$ et $\text{var}(\text{SAI}) = 1/M$; et si tous les couples de stations sont parfaitement corrélés, alors $\bar{\rho} = 1$ et $\text{var}(\text{SAI}) = 1$.

Les scores de DOF et $\text{var}(\text{SAI})$ sont étroitement reliés puisqu'ils dépendent de la corrélation entre les stations. Une forte cohérence spatiale est indiquée par un DOF et une $\text{var}(\text{SAI})$ tendant vers 1, alors qu'un DOF tendant vers le rang de la matrice et une $\text{var}(\text{SAI})$ tendant vers zéro indiquent une faible cohérence spatiale.

2.3.2 – Résultats

2.3.2.1 – La saison des long rains

Le tableau 2.4 répertorie les scores de DOF et $\text{var}(\text{SAI})$ permettant d'estimer la cohérence spatiale des différents DIS calculés pour les cinquante-trois stations au cours des quarante et une saisons des long rains de la période 1961-2001. Les DIS ont été calculés entre les DSP et FSP déterminées à partir de la définition mono combinaison basée sur les seuils pluviométriques fixes, $P = 20$ mm, $N = 2$ jours et la période de contrôle $C = 20$ jours.

Les scores de DOF se déclinent dans une gamme d'étendue non négligeable, avec un minimum de 6.8 pour le cumul saisonnier et un maximum de 19.7 pour l'intensité quotidienne. Cette amplitude laisse entrevoir une différence dans l'évolution spatiotemporelle des DIS, témoignant d'un degré de cohérence spatiale inégal de la variabilité interannuelle sur l'espace Kenya-Tanzanie du Nord au cours de la période 1961-2001.

Dans le détail, à l'image du cumul saisonnier, le nombre de jours de pluie ainsi que le démarrage de la saison se caractérisent par des DOF faibles suggérant de fait une cohérence spatiale plutôt élevée. Les nombres d'épisodes secs/humides associés à des DOF légèrement supérieurs attestent d'une organisation spatiotemporelle moins structurée et donnent lieu à une cohérence spatiale modérée. Les autres descripteurs (nbLES, ImES, nbJS_IES, et surtout fin de saison et intensité quotidienne des pluies) décrivent une cohérence spatiale faible.

L'interprétation des scores de $\text{var}(\text{SAI})$ aboutit à des conclusions similaires à l'interprétation des scores de DOF. Les $\text{var}(\text{SAI})$ le plus faibles sont logiquement associés aux DIS précédemment décrits comme ayant une cohérence spatiale faible (nbLES, ImES, nbJS_IES, FSP et INT) tandis que les valeurs le plus élevées sont associées aux DIS pour lesquels les scores de DOF suggèrent une cohérence spatiale plus forte, avec un maximum pour le cumul précipité et le nombre total de jours de pluie.

Tableau 2.4 : Scores de cohérence spatiale (DOF et var(SAI)) calculés pour les DIS des long rains 1961-2001 à partir des cinquante-trois stations du réseau.

	DSP	FSP	CUM	FNJP	INT	nbES	nbEP	nb_IES	ImES	nbJS_IES
DOF	9.5	18	6.8	7.1	19.7	12.2	12.2	17.1	16.5	16.2
varSAI	0.25	0.09	0.31	0.30	0.07	0.19	0.19	0.12	0.10	0.12

Les scores d’anomalies standardisées permettent une visualisation de l’état du phasage du signal climatique sur l’ensemble de la région au cours de la période d’étude. L’évolution temporelle des anomalies standardisées (1961-2001) des différents DIS pour chacune des cinquante-trois stations, accompagnées de la moyenne régionale (SAI), est représentée sur la figure 2.26. L’intensité du signal commun à toutes les stations est inversement proportionnelle à la dispersion entre les séries stationnelles d’anomalies standardisées. Même si la nuance reste faible, trois groupes de DIS semblent se dégager tout de même :

- pour FSP, INT, ImES et nbJS_IES (Fig. 2.26b, e, f, h), la très forte dispersion des séries interstations conduit à un indice régional dont la variabilité interannuelle est peu prononcée. Ces descripteurs semblent évoluer de manière indépendante d’une station à une autre, quelle que soit l’année considérée ;

- pour DSP et nbES (Fig. 2.26a, g), la dispersion des séries est assez forte. Néanmoins, la typicité de certaines années ressort assez nettement, pour lesquelles l’ensemble des stations a tendance à présenter un comportement similaire. En 1968 ou 1998 par exemple, presque toutes les stations montrent des anomalies négatives pour DSP, qui traduisent un démarrage anormalement précoce des long rains en phase sur la région. C’est l’inverse en 1985 puisque la convergence des anomalies positives stationnelles souligne une tendance régionale pour un DSP plutôt tardif.

- CUM et NJP (Fig. 2.26c, d) se caractérisent par des dispersions des séries anomalies standardisées moins marquées que pour les autres DIS. La variabilité interannuelle mise en évidence par le biais de la moyenne des SAI souligne une cohérence spatiotemporelle de ces descripteurs. Les valeurs de var(SAI) proches de 0.3 confirment l’existence d’une certaine cohérence spatiale tout en relativisant son importance car l’indice est encore assez éloigné de 1.

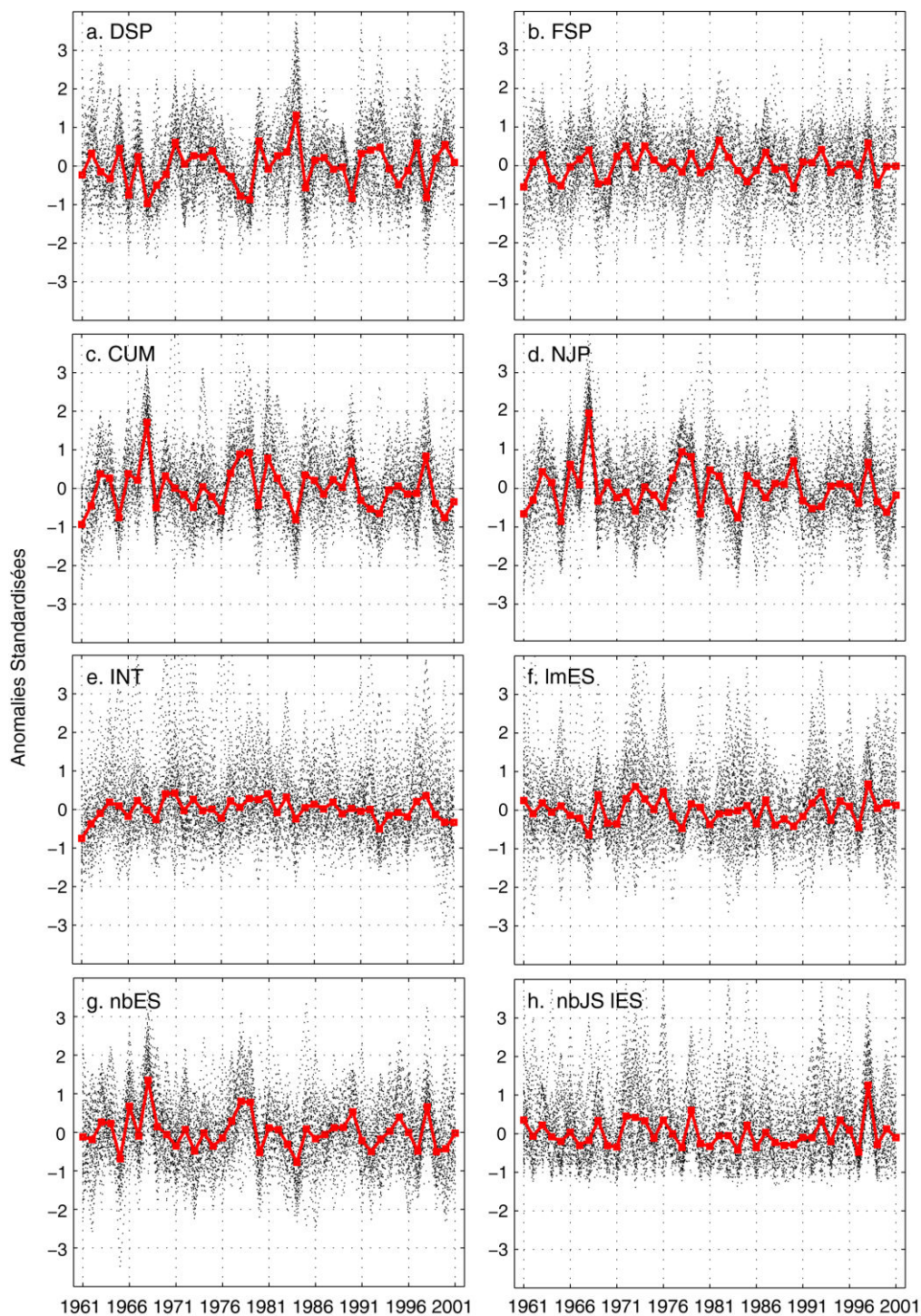


Figure 2.26 : Anomalies standardisées des DIS calculés pour les long rains de la période 1961-2001. Sont présentés successivement, le démarrage a), la fin de saison (b), le cumul saisonnier (c), du nombre de jour de pluie (d), de l'intensité quotidienne moyenne (e), de la longueur moyenne des épisodes secs (f), du nombre d'épisodes secs (g) ainsi que du nombre de jours secs dans les longs épisodes secs (h). Les lignes en pointillés noirs représentent les anomalies standardisées pour chacune des cinquante-trois stations et le trait rouge continu matérialise la moyenne régionale des anomalies standardisées (SAI).

Les résultats obtenus sont en accord avec ceux obtenus par Moron et al. (2007) ou encore Camberlin et al. (2009) à partir de réseaux de stations moins denses et sur une période moins longue. Ils montraient que le cumul et la fréquence de jours pluvieux sont toujours plus cohérents que l'intensité quotidienne moyenne sur la région d'étude. Des résultats comparables se retrouvent dans d'autres régions tropicales (Moron et al., 2006, 2009 ; Marteau et al., 2009). L'analyse de cohérence spatiale menée dans ce travail a permis d'étendre la comparaison à d'autres descripteurs de la saison des pluies.

Les scores statistiques ci-dessus (DOF et varSAI) appréhendent la cohérence spatiale interannuelle des descripteurs sur l'ensemble de la région Kenya et Tanzanie du Nord. Toutefois, afin de savoir de quelle manière se structure cette cohérence spatiale dans l'espace, une analyse complémentaire est réalisée. Cette analyse s'appuie sur le calcul de corrélations linéaires sur tous les couples de stations du réseau. Les valeurs de corrélations projetées sur un graphique permettent ainsi de visualiser l'évolution du degré de synchronisation de la variabilité interannuelle des DIS en fonction des distance interstations horizontales et verticales.

La figure 2.27 montre la fonction de distribution des corrélations interannuelles entre tous les couples de stations en fonction de la distance horizontale (Fig. 2.27a, b) et de l'altitude (Fig. 2.27b) pour le démarrage de la saison des long rains. L'augmentation de la distance contribue à l'obtention d'une décroissance exponentielle avec une perte de significativité vers 180 km (Fig. 2.27a). En d'autres termes, toutes les stations qui sont situées dans un rayon de 180 km autour de la station cible présentent un signal interannuel commun quant au démarrage des pluies, tandis qu'au-delà de 180 km, les stations se comportent quasi indépendamment les unes des autres. La constance verticale des corrélations souligne l'existence d'une cohérence certaine du démarrage des long rains entre les différents niveaux altitudinaux.

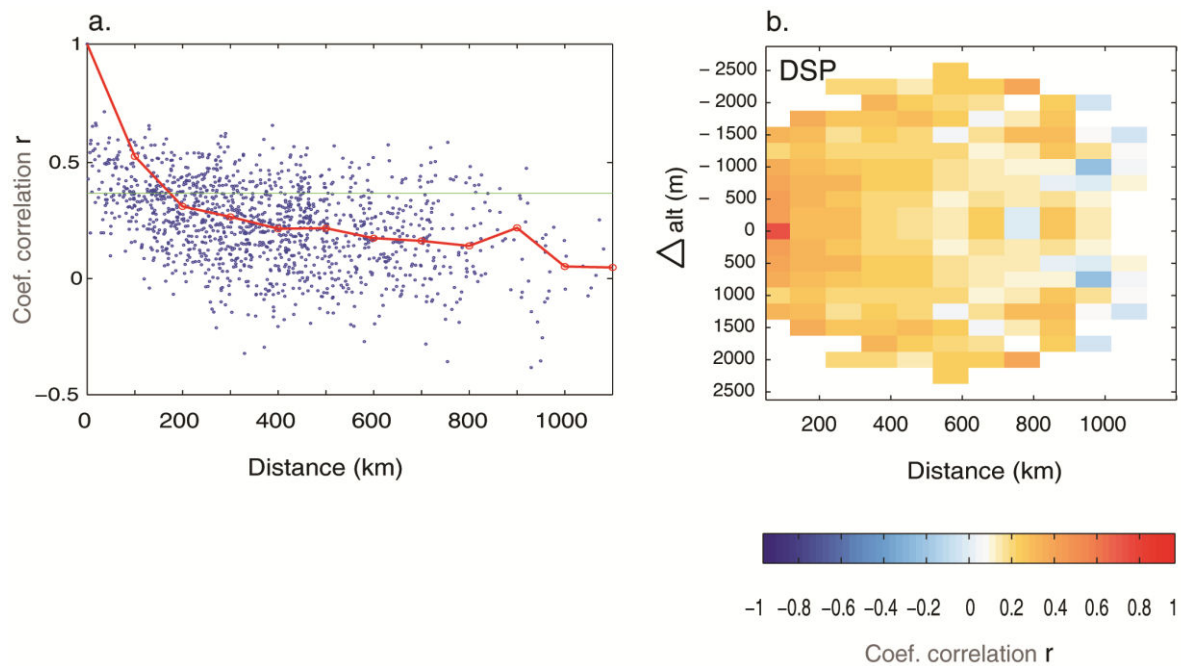


Figure 2.27 : Corrélations entre les variations temporelles (1961-2001) des dates de démarrage des long rains, en fonction de la distance en kilomètres entre les stations (a) et en fonction de la distance et de la différence d'altitude en mètres (b). Les corrélations sont calculées pour chaque couple de stations (points bleus) et les points rouges indiquent la corrélation moyenne par tranche de 100 km. Le trait continu vert indique le seuil de significativité des corrélations $1/e \sim 0.37$ (distance de décorrélation spatiale, Ricciardulli et Sardeshmukh, 2002).

Au même titre que pour DSP, les corrélations entre les couples de stations, calculées pour FSP, décroissent exponentiellement à mesure que la distance interstation augmente (Fig. 2.28b). Cette décroissance exponentielle particulièrement rapide, marquée par une perte de significativité autour de 90-100 km, souligne que la fin des long rains est beaucoup moins cohérente que le démarrage. La non-significativité des valeurs de corrélations calculées entre des couples de stations implantées dans des niveaux altitudinaux différents (Fig. 2.28a) souligne l'absence de cohérence spatiale pour la fin de saison.

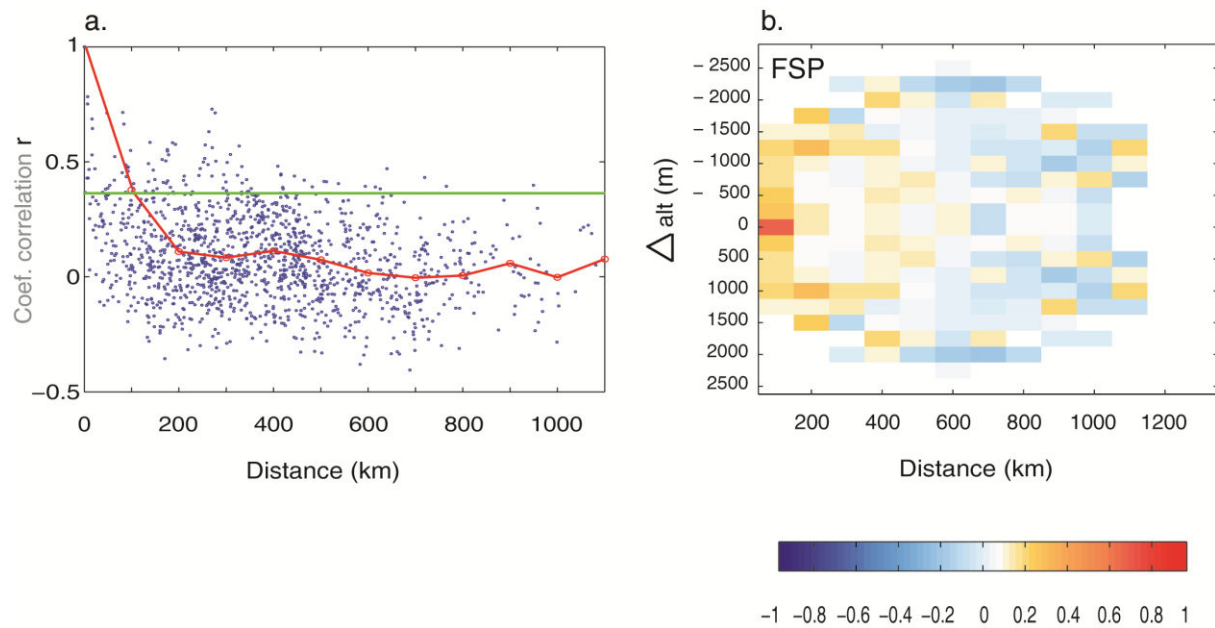


Figure 2.28 : Corrélations entre les variations temporelles (1961-2001) des dates de fin des long rains, en fonction de la distance en kilomètres entre les stations (a) et en fonction de la distance et de la différence d'altitude en mètres (b). Les corrélations sont calculées pour chaque couple de stations (points bleus) et les points rouges indiquent la corrélation moyenne par tranche de 100 km. Le trait continu vert indique le seuil de significativité des corrélations $1/e \sim 0.37$ (distance de décorrélation spatiale, Ricciardulli et Sardeshmukh, 2002).

La fonction de distribution des corrélations interstations reste assez semblable pour l'ensemble des descripteurs pluviométriques (Fig. 2.29a). Elle souligne une perte de cohérence spatiale rapide du réseau (vers 100 km) pour les descripteurs relatifs au comportement des épisodes secs (nbES, nbIES, lmES et nbJS_IES). Leur cohérence verticale est en général meilleure, notamment pour lmES et nbJS_IES (Fig. 2.29g, h).

L'évolution spatiale de l'intensité quotidienne moyenne est elle aussi décrite par une décroissance exponentielle rapide avec perte de significativité autour 100 km. Elle ne présente aucune cohérence verticale (Fig. 2.29d) et apparaît comme le descripteur possédant la cohérence spatiale la plus faible de tous les DIS considérés dans cette étude. Ce manque de cohérence spatiale peut s'expliquer par la nature même des événements pluvieux qui sont principalement convectifs, ce qui provoque une forte variabilité spatiale de l'intensité des pluies, même moyennées à l'échelle de la saison. Ceci tranche avec les épisodes secs et pluvieux, dont l'occurrence est peu cohérente horizontalement, mais interviendrait de façon simultanée aux différents étages altitudinaux, dès lors que les stations sont peu éloignées l'une de l'autre.

Les scores de DOF et var(SAI) obtenus pour CUM et NJP (Tab. 2.4) montrent clairement que ces deux DIS possèdent une cohérence spatiale plus élevée. Ceci se retrouve au travers de l'évolution des corrélations interstations en fonction de la distance puisque la perte de significativité observée sur la décroissance exponentielle se produit vers 250 km. Apparaît également l'existence d'une cohérence spatiale verticale marquée (Fig. 2.29b, c) qui a été mise en évidence récemment par Camberlin et al. (2012) dans la région du mont Kenya.

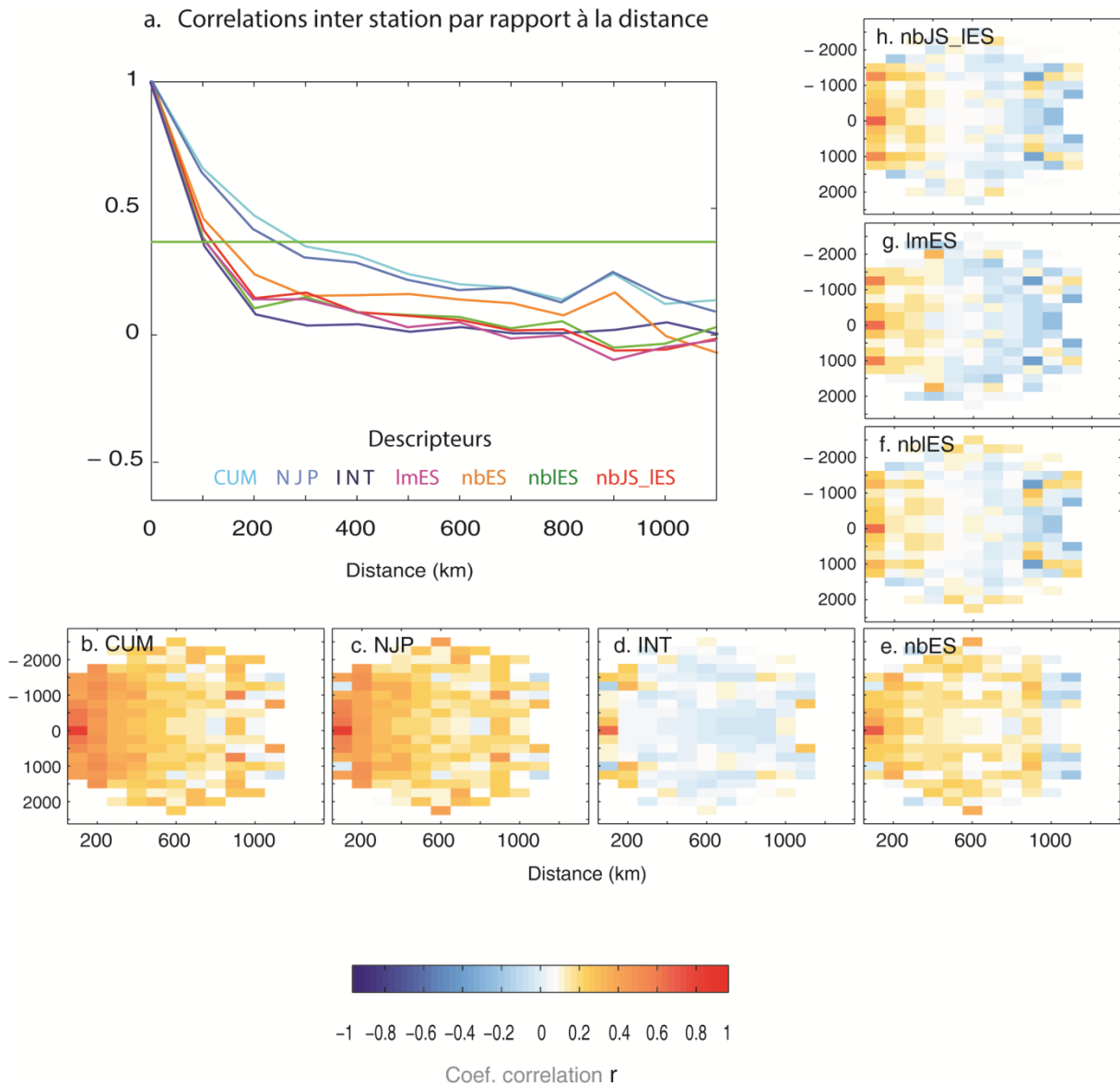


Figure 2.29 : Corrélation temporelle (1961-2001) en fonction de la distance en kilomètres des DIS alloués aux long rains (a) et en fonction de la distance et de la différence d'altitude en mètres (b, c, d, e, f, g, h selon le DIS). Les corrélations sont calculées pour chaque couple de stations (non montré) et seules les corrélations moyennes par tranche de 100 km sont représentées (a). Le trait continu vert stipule le seuil de significativité des corrélations $1/e \sim 0.37$ (distance de décorrélation spatiale, Ricciardulli et Sardeshmukh, 2002).

2.3.2.2 – La saison des short rains

La méthodologie développée pour cette saison est la même que celle décrite précédemment pour les long rains à savoir que la cohérence spatiale sera abordée à partir des scores statistiques de DOF, var(SAI), corrélations linéaires. Le tableau 2.5 montre les scores de DOF et var(SAI) obtenus pour les DIS des short rains de la période 1961-2001. Dans l'ensemble les conclusions émises pour les long rains peuvent s'appliquer aux descripteurs des short rains à quelques nuances près dans l'intensité de la cohérence. La bonne cohérence spatiale de DSP, CUM et NJP constatée durant les long rains se retrouve de nouveau pour les short rains. Avec des scores de DOF et var(SAI) comparables à ceux de DSP, la fin de saison vient s'ajouter à ce panel, tout comme le nombre d'épisodes secs / pluvieux.

Tableau 2.5 : Scores de cohérence spatiale (DOF et var(SAI)) calculés pour les DIS des short rains 1961-2001 à partir des cinquante-trois stations du réseau.

	DSP	FSP	CUM	NJP	INT	nbES	nbWE	nbLES	lmES	nbJS_IES
DOF	10.2	10.6	2.8	3.7	20.6	8.0	8.0	18.6	20.2	18.6
varSAI	0.20	0.25	0.57	0.48	0.06	0.28	0.28	0.10	0.06	0.10

Les scores associés au cumul saisonnier (DOF = 2.8 et var(SAI) = 0.57) et au nombre de jours de pluie (DOF = 3.7 et var(SAI) = 0.48) montrent clairement que ces descripteurs ont tendances à coévoluer ensemble dans l'espace et dans le temps. Ce comportement est parfaitement illustré par la bonne adéquation entre les anomalies standardisées de CUM et NJP et la moyenne régionale SAI (Fig. 2.30c, d). Il y a donc, beaucoup plus encore que pour les long rains, une cohérence spatiale très élevée pour ces descripteurs durant les short rains.

L'organisation spatiotemporelle des épisodes secs / humides apparaît moins structurée (Fig. 2.30g). Toutefois, les valeurs de DOF (8) et var(SAI) (0.28) précisent que nbES et nbEP conservent tout de même une cohérence spatiale élevée.

Les bornes de saison DSP et FSP sont pourvues d'une cohérence spatiale plutôt modérée induite par un déphasage des anomalies standardisées des cinquante-trois stations lors de plusieurs années remarquables. Par exemple, dans le cas de DSP (Fig. 2.30a), les stations ont tendance à se comporter de manière indépendante durant les années anormalement sèches (Fig. 1.19, chapitre 1) comme par exemple entre 1973 et 1976 ou 1999 et 2001.

Les autres descripteurs (lmES, nbJS_IES et INT) ont une cohérence spatiale faible, décrite par des scores de DOF oscillant autour de 20 et var(SAI) proches de zéro. La très forte

dispersion des séries stationnelles d'anomalies standardisées de ces DIS conduit à un indice régional dont la variabilité interannuelle est peu prononcée (Fig. 2.30e, f, h). Ces descripteurs semblent évoluer de manière indépendante d'une station à une autre, quelle que soit l'année.

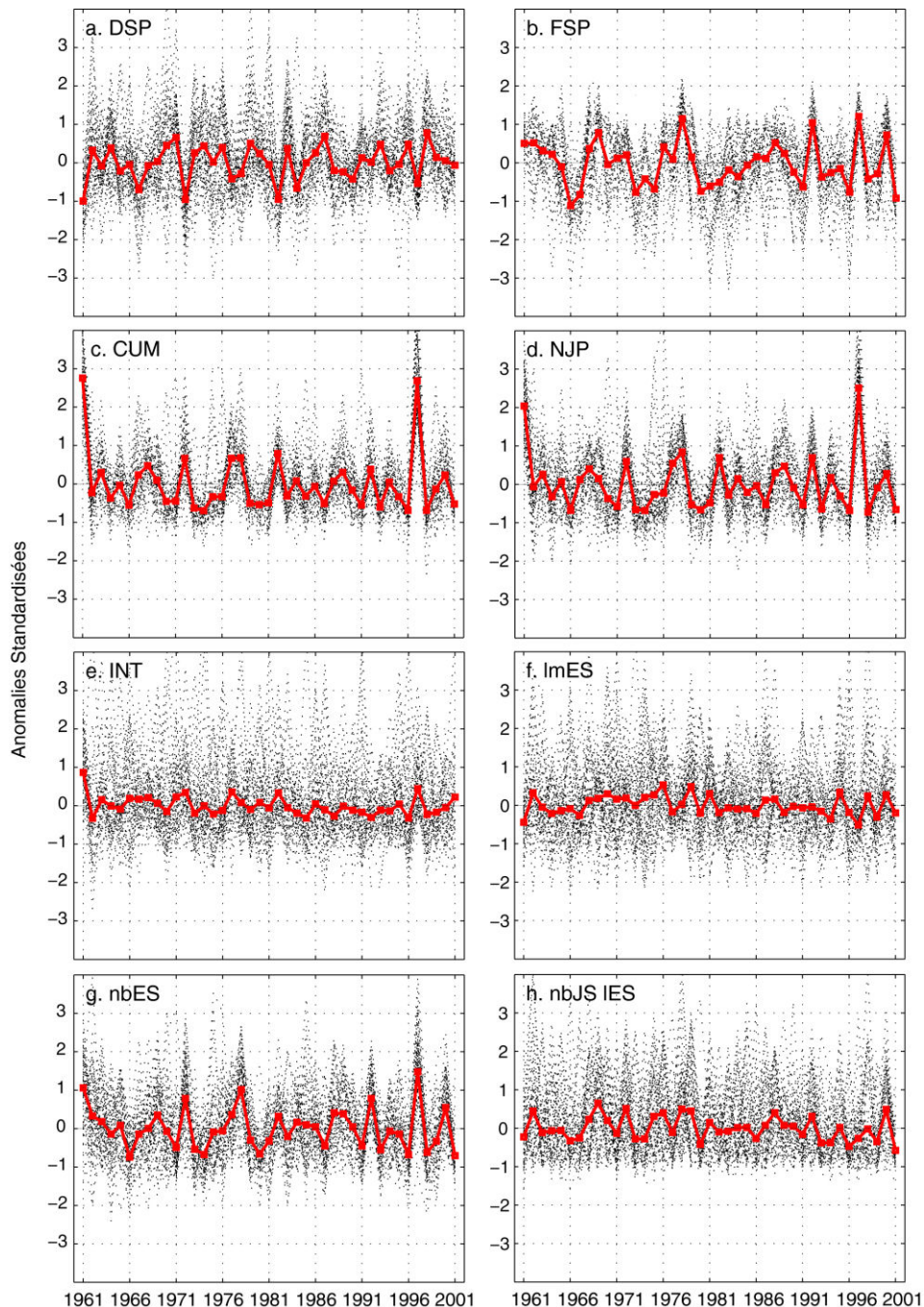


Figure 2.30 : Anomalies standardisées des DIS calculés pour les short rains de la période 1961-2001. Sont présentés successivement, le démarrage de la saison (a), la fin de saison (b), du cumul saisonnier (c), le nombre de jour de pluie (d), l'intensité quotidienne moyenne (e), la longueur moyenne des épisodes secs (f), le nombre d'épisodes secs (g) ainsi que le nombre de jours secs dans les longs épisodes secs (h). Les lignes en pointillés noirs représentent les anomalies standardisées pour chacune des cinquante-trois stations et le trait rouge continu matérialise la moyenne régionale des anomalies standardisées (SAI).

Les variations spatiales des corrélations interannuelles établies entre les couples de stations sont similaires à ce qui a été préalablement vu pour les long rains et sera donc moins détaillées. Quel que soit le descripteur considéré, cette évolution est décrite par une décroissance exponentielle à mesure que la distance entre les stations augmente.

Le démarrage et la fin des short rains montrent une perte de cohérence entre stations aux alentours de 150 km (Fig. 2.31a, b). L'évolution verticale des corrélations (annexe 2.3) souligne l'existence d'une cohérence dans le déclenchement et la fin des short rains entre les différents niveaux altitudinaux. Cette cohérence est toutefois bien moins marquée pour le DSP de cette saison que pour son homologue des long rains, et inversement pour la fin de saison pour laquelle la cohérence entre les stations localisées à différentes altitudes est plus élevée pour les short rains. Ce résultat coïncide avec ce qui a été trouvé par ailleurs par Camberlin et al. (2012) dans la région du mont Kenya.

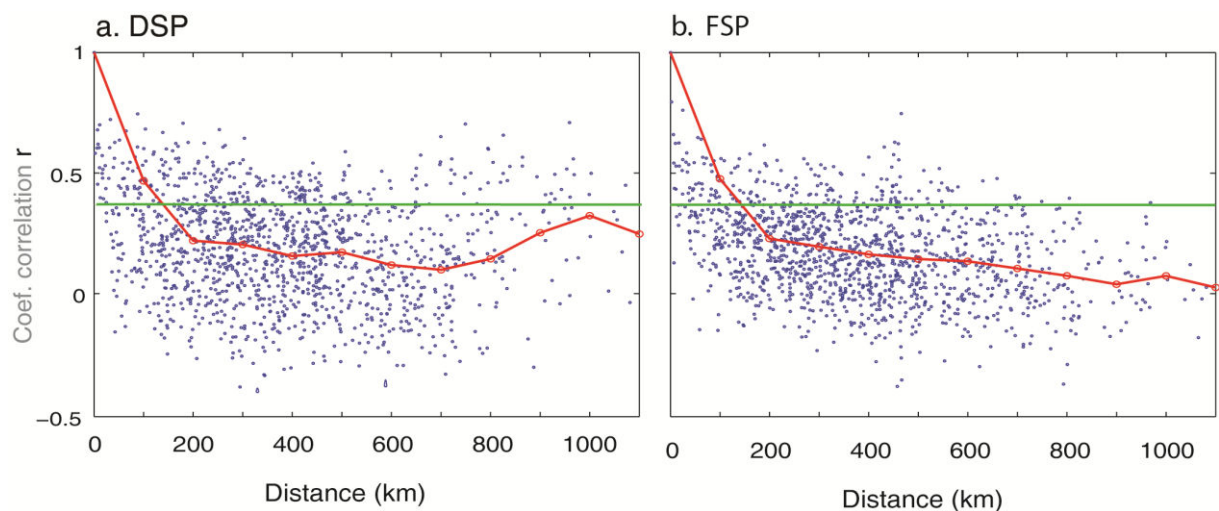


Figure 2.31 : Corrélations entre les variations temporelles (1961-2001) des dates de démarrage (a) et de fin (b) des short rains en fonction de la distance en kilomètres entre les stations. Les corrélations sont calculées pour chaque couple de stations (points bleus) et les points rouges indiquent la corrélation moyenne par tranche de 100 km. Le trait continu vert indique le seuil de significativité des corrélations $1/e \sim 0.37$ (distance de décorrélation spatiale, Ricciardulli et Sardeshmukh, 2002).

Le cumul saisonnier (Fig. 2.32a, b) et le nombre de jours de pluie (Fig. 2.32a, c) se distinguent des autres DIS en arborant une cohérence interstation très élevée. Les corrélations entre les couples de stations restent significatives au-delà de 800 km, ce qui veut dire que deux stations très éloignées l'une de l'autre partagent une part de variabilité interannuelle similaire pour CUM et NJP. En clair, les pluies des short rains sont modulées de la même manière sur l'ensemble de l'espace d'étude, ce qui signifie qu'une bonne saison pour les

stations du Sud sera également une bonne saison pour les stations de l’Ouest, du Nord ou de l’Est par exemple. Cette cohérence pluviométrique sur un espace aussi vaste que le Kenya – Tanzanie du Nord peut s’expliquer par l’étendue des mécanismes qui contrôlent les pluies au cours de cette saison en Afrique de l’Est. Hastenrath (2000, 2007) et Hastenrath et al. (2007) expliquent que la grande cohérence des pluies des short rains est liée à l’activité intense de la circulation zonale au-dessus de l’océan Indien équatorial durant cette période de l’année. Cette circulation cellulaire favorise les mouvements verticaux au-dessus de l’Afrique de l’Est et influencent directement la pluviométrie déficitaire (excédentaire) si la circulation cellulaire s’intensifie (perd en intensité) sur l’ensemble de la région. Pour ces mêmes raisons, le descripteur nbES (Fig. 2.32e) est plus cohérent au cours de l’automne boréal que pendant l’autre saison des pluies. En revanche, cela ne change rien pour INT qui, comme lors des long rains, est pourvue d’une cohérence spatiale faible marquée par une perte de significativité des corrélations interstation en deçà de 100 km (Fig. 2.32d).

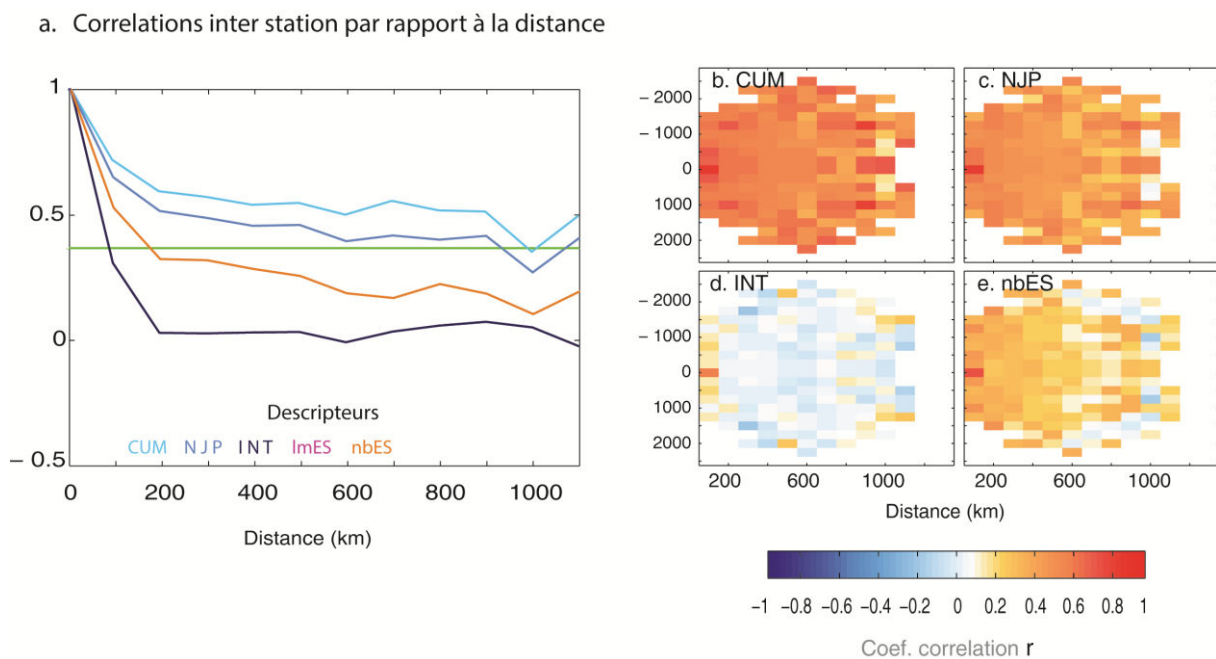


Figure 2.32 : Évolution des corrélations interannuelles (1961-2001) moyennes en fonction de la distance en kilomètres pour les DIS alloués aux short rains (a), et en fonction de la distance et de la différence d’altitude en mètres (b, c, d, e, selon le DIS). Les corrélations sont calculées pour chaque couple de stations puis moyennés par tranche de 100 km. Le trait continu vert stipule le seuil de significativité des corrélations $1/e \sim 0.37$ (distance de décorrélation spatiale, Ricciardulli et Sardeshmukh, 2002).

2.3.2.3 – Évolution de la cohérence spatiale tout au long de l’année

La cohérence spatiale des variables intégratrices du comportement des pluies au cours de la saison est estimée à l’aide d’une succession de 365 ACP calculées sur des fenêtres glissantes de trente jours. La première composante retranscrit l’intensité des variations en phase des pluies (au pas de temps interannuel) sur tout ou partie du réseau de stations. Ainsi, plus le pourcentage de variance est élevé, plus le comportement des stations du réseau est similaire, autrement dit la cohérence interstation est forte. Les pourcentages de variance expliquée par la première composante des ACP réalisées respectivement sur le cumul, la fréquence de jours de pluie et l’intensité quotidienne moyenne sont représentés graphiquement (Fig. 2.33).

Dans l’hypothèse où un pourcentage de variance élevé est révélateur d’une prévisibilité potentielle, il est légitime de penser que le cumul saisonnier et le nombre de jours de pluies puissent être prévisibles. A contrario, la faiblesse des scores de PC1 laisse penser que l’intensité quotidienne moyenne est une variable difficilement prévisible. La prise en compte de la somme des trois premières composantes (Fig. 2.33b) donne une image similaire, atténuant simplement un peu les contrastes entre les différentes périodes de l’année.

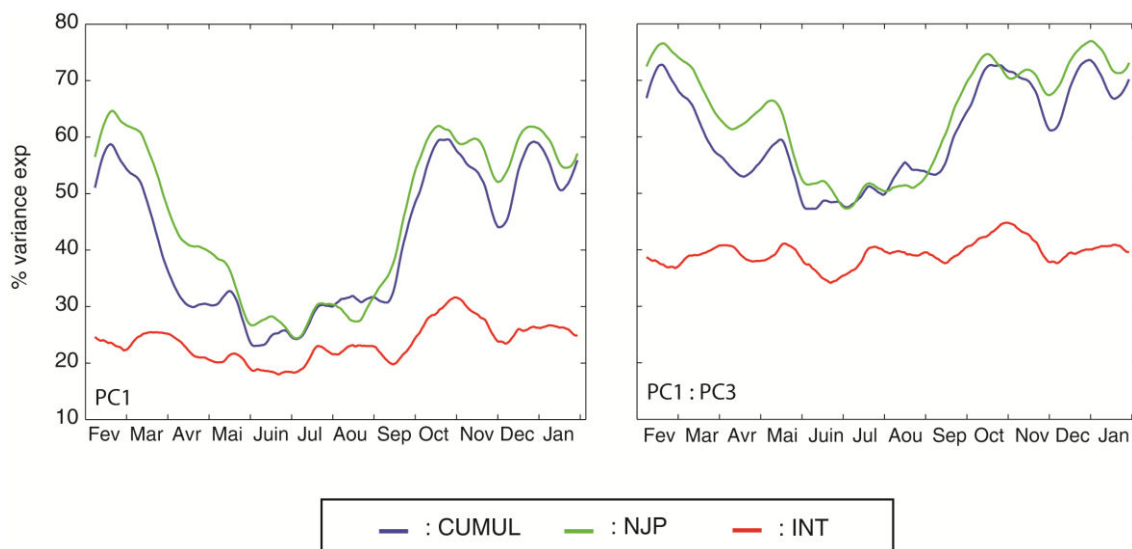


Figure 2.33 : Évolution annuelle du pourcentage de variance expliquée par la première composante (a) et la somme des trois premières composantes (b) d’ACP successives calculées sur des fenêtres glissantes de trente jours, et appliquées à trois descripteurs des précipitations.

Les principaux résultats énoncés dans cette section sont en accords avec ceux de Moron et al. (2007), Camberlin et al. (2009) ou plus récemment Gitau (2012) qui ont souligné la différence de comportement des précipitations entre les long rains et les short rains en Afrique de l'Est. Malgré les différences de réseau, de périodes d'analyse et quelques nuances méthodologiques, ils mettent en avant la forte cohérence spatiale interannuelle du cumul saisonnier et du nombre de jours de pluie par rapport aux autres descripteurs et le fait qu'elle soit plus forte pour les short rains que pour les long rains. Ils partagent également le même point de vue concernant la cohérence spatiale de l'intensité quotidienne des précipitations qui apparaît très faible sur la région. En établissant l'évolution mensuelle de corrélations interstations, Camberlin et al. (2009) font apparaître deux grandes structures de cohérence spatiale au Kenya, la première qui concerne l'ensemble du pays et qui montre une cohérence forte de CUM et NJP entre le mois d'octobre et le mois de mars (semblable à la description faite plus haut dans la figure 2.32), et une seconde qui apparaît entre les mois de mai à septembre et qui met en évidence l'existence d'une cohérence le long de la côte kenyane ainsi que dans la région nord-est de la Tanzanie. Gitau (2012) partage lui aussi ces résultats. Il complète ce constat en montrant que la longueur moyenne des épisodes secs ainsi que le nombre de jours secs sont des descripteurs dotés d'une certaine cohérence spatiale au cours des long rains, ce qui n'a pas été clairement mis en évidence dans notre cas. Gitau (2012) montre qu'en plus de CUM et NJP, la longueur moyenne des épisodes pluvieux, la durée des longs épisodes pluvieux ainsi que la fréquence d'épisodes pluvieux (> 3 jours) présentent une cohérence spatiale interannuelle à l'échelle du Kenya lors de la saison des short rains.

2.3.2.4 – Variation de la cohérence spatiale en fonction des critères de définition des saisons des pluies

Cette dernière section permet d'explorer la manière dont varie la cohérence spatiale de DSP et FSP en fonction des seuils pluviométriques retenus dans la définition agroclimatique. L'idée est de regarder si une combinaison de seuils pluviométriques permet de maximiser la cohérence spatiale du démarrage et de la fin de saison des pluies. Cette analyse s'appuie sur les deux scores statistiques présentés précédemment : le nombre de degrés de liberté spatiale (DOF) et la variance temporelle de la moyenne des anomalies standardisées ($\text{var}(\text{SAI})$).

La démarche analytique est la même que celle développée pour la mise en place de la définition multicombo du démarrage et de la fin de saison des pluies. Les dates de démarrage et de fin de saison ont été calculées à partir d'une unique définition déclinée selon

plusieurs combinaisons de seuils pluviométriques. Ainsi, le démarrage est successivement le premier jour pluvieux *d'une séquence pluvieuse* de deux à dix jours consécutifs (N), recevant au moins 1, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 40 ou 50 mm (P) de pluie, sans enregistrer un épisode sec *d'au moins dix* jours enregistrant moins de 5 mm de pluie au cours des vingt ou trente jours suivants (C). Au final, cent soixante-deux combinaisons, correspondant à neuf longueurs de séquence pluvieuse par neuf quantités de précipitations par deux longueurs de période de contrôle, ont été testées et analysées. À chaque combinaison est associé un tableau qui contient les dates de démarrage de la saison pour chaque station et chaque année. Il s'agit donc d'estimer la cohérence spatiale de ces dates en se basant sur les scores statistiques de DOF et var(SAI) calculés pour chacun de ces tests, et de regarder de quelle manière évolue la cohérence spatiale en fonction des seuils sélectionnés.

Les amplitudes peu élevées des scores de DOF et varSAI associés au démarrage de la saison des long rains montrent que la cohérence spatiale calculée semble plutôt indépendante des seuils retenus (Fig. 2.34). Les valeurs maximales qui soulignent la cohérence spatiale la plus faible, se retrouvent pour des définitions établies à partir de seuils extrêmes non intégrateurs du comportement de la pluie à large échelle (exemple avec $wetp = 50$ mm et $wetd = 2$ jours). Dans ce cas, seules les stations très arrosées simultanément (par exemple à l'ouest du Kenya) enregistrent un démarrage cohérent, le reste des stations n'arrivant jamais à enregistrer des quantités de pluies suffisantes pour déclencher la saison au cours des jours suivants. Les effets locaux prennent alors de l'importance. La remarque inverse peut être faite en considérant des seuils trop laxistes (exemple de 1 mm de pluie durant un épisode pluvieux de dix jours) favorables à l'obtention de dates de démarrage/fin davantage en phase sur l'ensemble de la région. Dans ce cas-là, les scores de DOF et varSAI ont tendance à relater une cohérence spatiale forte mais non représentative du comportement des pluies sur l'ensemble de la région. Il est évident qu'il y a plus de probabilité pour que des stations enregistrent de faibles pluies sur une période longue que de fortes pluies sur une période courte.

Néanmoins, hormis dans le cas de seuils extrêmes, la cohérence spatiale varie peu en fonction des critères de définition des saisons des pluies. Il ne semble pas exister de combinaison unique de seuils pluviométriques incontestablement adaptée à l'ensemble de la région d'étude, les effets locaux étant un facteur important dans la déclinaison des pluies (Nicholson, 1996).

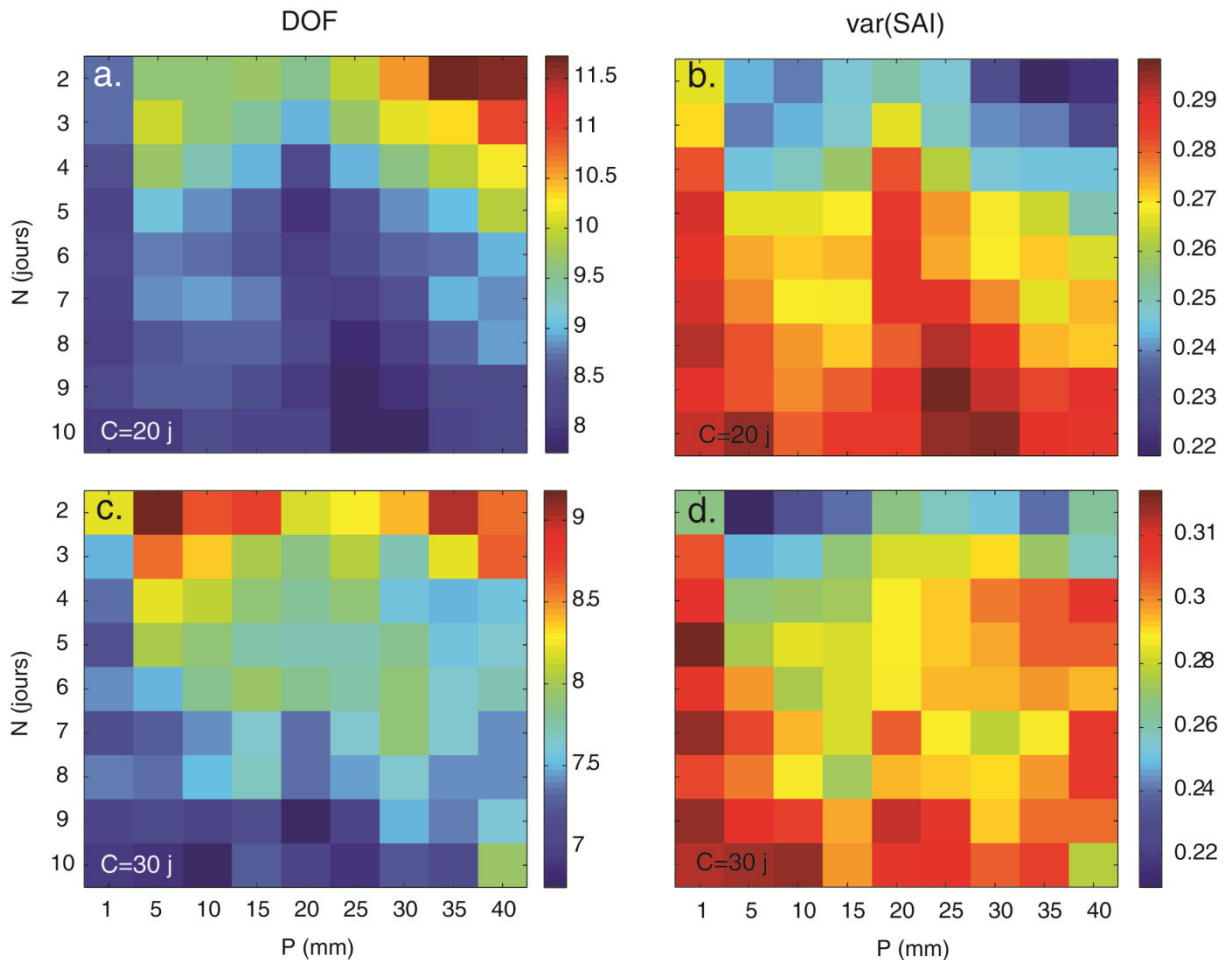


Figure. 2.34 : Évolution des scores de DOF et var(SAI) en fonction des seuils utilisés dans la définition agroclimatologique du démarrage des long rains avec une période de contrôle de vingt jours (a, b) et 30 jours (c, d).

La même démarche a été entreprise pour le calcul des dates de fin de saison. Les résultats obtenus pour la fin des long rains sont présentés en figure 2.35. L'évolution des scores de DOF et var(SAI) conduit à des conclusions semblables à celles obtenues pour le démarrage de la saison. En dépit d'une certaine logique graduelle dans la diminution de la cohérence spatiale à mesure qu'augmente la sévérité des seuils pluviométriques dans la définition, il apparaît impossible de retenir une combinaison de seuils réalistes maximisant la cohérence spatiale de la fin de saison.

Les constatations faites pour le démarrage et la fin des long rains restent parfaitement valable pour les short rains ; les figures sont consultables en annexe 2.4 à la fin du manuscrit. Elles vont dans le sens des analyses effectuées en section 2.1.2.2, qui montrent que la prise en compte de seuils multiples permet d'optimiser l'extraction du signal climatique régional. Elles indiquent néanmoins que, pour des seuils pluviométriques fixes, l'appréciation de la cohérence spatiale n'est pas fortement affectée par les valeurs exactes de ces seuils, tant qu'ils restent dans une plage de valeurs excluant les extrêmes.

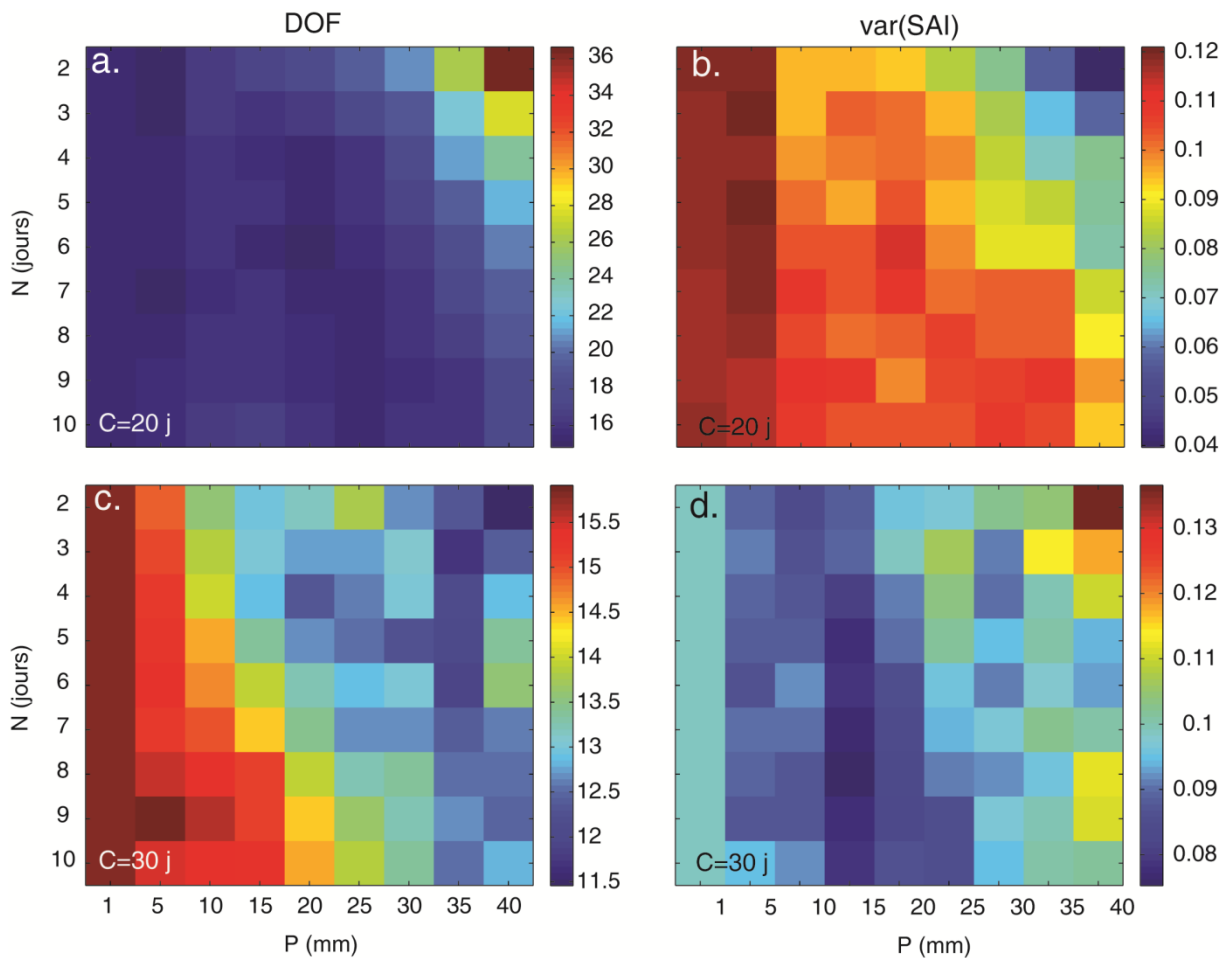


Figure 2.35: Évolution des scores de DOF et var(SAI) en fonction des seuils pluviométriques utilisés dans la définition de la fin des long rains avec une période de contrôle de vingt jours (a, b) et trente jours (c, d).

2.4 – Synthèse de chapitre

Le chapitre 2 est axé sur trois points successifs qui sont la définition des descripteurs intra saisonniers, l'analyse de leurs caractéristiques moyennes et enfin une étude de prévisibilité potentielle des DIS en s'appuyant sur une analyse de cohérence spatiale inter annuelle.

La **définition de dix descripteurs intrasaisonniers** a été entreprise pour caractériser le comportement des précipitations inhérentes aux saisons pluvieuses. Les dates de démarrage (DSP) et fin (FSP) sont calculées à partir de définitions agro-climatiques bâties autour de seuils empiriques de précipitations. Elles sont définies pour considérer deux échelles spatiales différentes :

o *Localement* : le DSP est le premier jour pluvieux d'une séquence de 2 jours ayant reçu un cumul de 20 mm de pluie sans enregistrer une séquence sèche d'au moins 10 jours enregistrant moins de 5 mm de pluie, au cours des 20 jours suivants ; et inversement pour FSP. Il s'agit d'une définition de compromis car _ il n'existe pas de combinaison de seuils pluviométriques incontestablement adaptée à l'ensemble de la région d'étude.

o *Régionalement* : la variabilité interannuelle des DSP/FSP correspond à la chronique temporelle 1961 – 2001 associée à la PCI d'une ACP réalisée sur les dates obtenues selon un panel de 56 combinaisons de seuils pluviométriques différents. Ce format de DSP/FSP est considéré dans la suite du travail comme l'objet central dans l'analyse de prévisibilité.

Entre DSP et FSP sont calculés les autres DIS : le cumul saisonnier (CUM), le nombre de jours de pluie (NJP), l'intensité quotidienne (INT), le nombre d'épisodes secs (nbES), le nombre d'épisodes pluvieux (nbEP), le nombre de longs épisodes secs (nbLES), la longueur moyenne des épisodes secs (lmES), le nombre de jours secs dans les longs épisodes secs (NJS_IES).

Les **caractéristiques moyennes des DIS** montrent que les short rains, qui démarrent en moyenne dans la seconde quinzaine d'octobre et se terminent à la mi-décembre, sont plus courtes d'une dizaine de jours que les long rains. Elles enregistrent des cumuls saisonniers moyens proches de 300 mm qui se distribuent dans 24 jours pluvieux. Par ailleurs, la structuration interne de la saison est caractérisée par moins d'épisodes secs (mais plus longs) que dans l'autre saison. Les long rains démarrent en moyenne dans la seconde quinzaine de mars et se terminent fin mai. Cette saison longue de 71 jours de moyenne, reçoit 440 mm de pluie réparties sur 31 jours dont l'intensité peut varier fortement d'une station à l'autre.

L'analyse géographique des DIS permet de distinguer quatre sous-régions :

- L'ouest Kenyan avec les stations adossées aux reliefs occidentaux de la vallée du Rift. Les saisons y sont généralement plus longues (DSP précoces) et plus arrosées que dans le reste du réseau. La distribution intra saisonnière des pluies y est très bonne avec de nombreux jours de pluies (surtout pendant les long rains) et de nombreux épisodes secs mais de courte durée, , les intensités quotidiennes sont faibles.

- Les étendues de basses altitudes du nord et de l'est du Kenya. Généralement les DIS laissent transparaître la présence de saisons de pluies médiocres. Les pluies de printemps boréal débutent tardivement et se terminent tôt créant des saisons courtes aux cumuls très faibles (< 300 mm). Même si le démarrage des short rains est synchronisé, les pluies s'arrêtent précocement et les cumuls moyens sont encore plus faibles (<200 mm).

- La côte se distingue par comportement atypique au cours des long rains : démarrage très tardif, saison courte mais aux _ intensités soutenues donnant des cumuls saisonniers très proches de la moyenne régionale. Les short rains ne sont pas particulièrement atypiques et se distinguent seulement par des fins légèrement précoces.

- Les hautes terres kenyanes et tanzaniennes, respectivement au centre et au sud de la région. Si les long rains y sont conformes à la moyenne régionale, en revanche les pluies d'automne boréal ont tendance à se déclencher et à stopper plutôt tardivement. Les massifs isolés (Mts Kenya et Kilimandjaro) génèrent localement des comportements atypiques montrant que certaines caractéristiques géographiques (exposition aux vents dominants par exemple) jouent un rôle non négligeable dans la structuration des saisons pluvieuses.

L'analyse de cohérence spatiale interannuelle conduit à des conclusions quasi similaires pour les descripteurs des long rains et des short rains (schéma synthétique Fig. 2.36).

Le démarrage de saison (DSP) présente une coévolution pour des stations situées jusqu'à 150 à 200 km les unes des autres. La cohérence spatiale est donc suffisamment élevée pour penser que sa prévisibilité est possible. CUM et NJP sont les descripteurs les plus cohérents au cours des 2 saisons des pluies. Cette cohérence spatiale est maximale lors des short rains. Les nombres d'épisodes secs/pluvieux (nbES et nbEP) ont une organisation spatio-temporelle moins structurée, plus forte pour les short rains. Les autres descripteurs (nbIES, ImES, nbJS_IES, INT) décrivent une cohérence spatiale faible.

Quelques différences existent cependant entre long rains et short rains : la cohérence spatiale des DIS est généralement plus faible au cours des long rains ; la fin de saison (FSP) présente une cohérence spatiale forte (médiocre) pour les short rains (long rains) ;

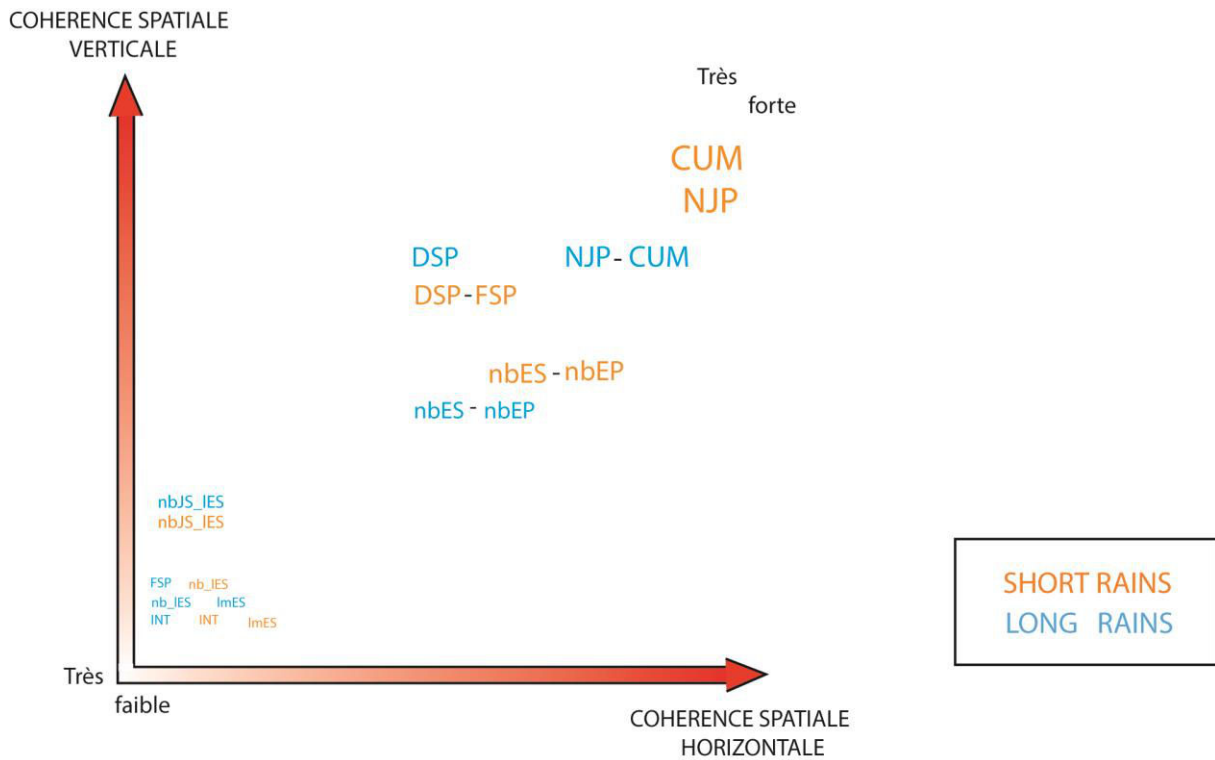


Figure 2.36: Illustration synthétique de la cohérence spatiale des descripteurs intra saisonniers pluviométriques pour les long rains (en bleu) et les short rains (en orangé).

En s'appuyant sur le postulat que la prévisibilité potentielle d'un descripteur sera d'autant plus élevée que sa cohérence spatiale interannuelle est forte, plusieurs descripteurs ont été écartés pour la suite du travail portant sur l'étude de prévisibilité en tant que telle. Seuls DSP, FSP (malgré les scores faibles obtenus pour les long rains), CUM, NJP et nbES ont été conservés. Du fait de leur importance potentielle dans le déroulement des activités agricoles, un focus sera fait sur la prévisibilité des démarrages et fins de saison. Néanmoins tous les descripteurs seront réutilisés dans le chapitre 5 dans lequel il s'agira d'étudier le rôle de chacun des DIS dans la structuration de la variabilité inter annuelle des rendements de sorgho.

CHAPITRE 3

CHAMPS OCEANO-ATMOSPHERIQUES ASSOCIES A LA VARIABILITE INTERANNUELLE DES DESCRIPTEURS PLUVIOMETRIQUES

Les analyses mises en place dans cette section ont pour objectif d'identifier d'éventuelles anomalies de champs climatiques associées à la variabilité interannuelle des différents DIS retenus pour l'élaboration ultérieure de modèles de prévision. Le repérage de ces signaux est effectué dans les données d'observation. Il s'agit d'un diagnostic des signaux qui accompagnent (en synchrone) ou précèdent les DIS. Les signaux qui seront identifiés serviront pour la spécification (i.e. établir le potentiel de prévision) et pour la prévision statistico-dynamique réalisée dans le chapitre 4.

Dans un premier temps est présenté un état des connaissances relatives aux liens entre la variabilité des pluies est-africaines et celle des champs océano-atmosphériques. Deux groupes d'analyses sont ensuite réalisées successivement sur chacune des deux saisons des pluies, et chacun des DIS étudiés.

1. Identifier les éventuelles téléconnexions entre les grands modes de variabilité océano-atmosphériques connus et les DIS retenus comme prédictants. L'outil statistique utilisé est la corrélation linéaire de Bravais Pearson entre différents indices préexistants décrivant ces modes de variabilité et les descripteurs des pluies est-africaines. Une autre approche méthodologique a consisté à extraire les modes de variabilité des TSO via une ACP à partir

du champ de TSO complet. La difficulté à expliquer la réalité physique de certains de ces modes et le fait que les résultats finaux soient, a posteriori, peu différents de ceux obtenus à partir des indices préexistants font que cette approche n'a pas été privilégiée dans ce travail.

2. Détecter d'autres signaux atmosphériques reliés aux DIS. Il s'agit d'identifier et de comprendre de quelle manière la variabilité des DIS peut être rattachée à la circulation atmosphérique large échelle. Pour ce faire, trois champs atmosphériques ont été explorés à différentes altitudes géopotentielle :

- les composantes zonale (U) et méridienne (V) du vent à 850, 500 et 200 hPa,
- la hauteur du géopotential (Z) à 850, 500 et 200 hPa,
- la vitesse verticale à 500 hPa (W500).

Dans la mesure où le vent sera le champ atmosphérique principal considéré pour la prévision locale réalisée au chapitre 4, il a été choisi de présenter systématiquement les champs de vents composites associés à chaque prédictant, et cela même si le signal présent est faible. L'un des avantages de la méthode des composites utilisée à cette étape est qu'aucune hypothèse n'est faite sur le caractère linéaire de la relation qui lie les deux paramètres (DIS et champ atmosphérique) étudiés. En revanche, l'utilisation de composite sous-entend que les anomalies de DIS sont toujours associées aux mêmes types d'anomalies dans le champ atmosphérique. Un autre avantage est que la composite, fondée sur la comparaison des moyennes, est moins sensible aux valeurs extrêmes que la corrélation linéaire. Plus de détails sur les avantages et les limites de cette technique statistique sont disponibles dans Ward (1992) ou dans Sun et al. (1999).

3.1 – Liens entre les précipitations est-africaines et les grands modes de variabilité océano-atmosphérique : état des connaissances

En recouvrant près de 70 % de la surface terrestre, les océans jouent un rôle majeur dans la redistribution de l'énergie au sein du système Terre-Océan-Atmosphère. L'évolution saisonnière ou pluriannuelle des températures océaniques contrôle en grande partie la variabilité des pluies dans les régions tropicales et à différentes échelles de temps. En Afrique, les océans Atlantique et Indien qui bordent le continent représentent la source principale de vapeur d'eau disponible pour alimenter la convection humide. Le rôle des TSO est donc très

important dans la mesure où lorsqu'elles s'élèvent, l'évaporation s'intensifie, augmentant l'humidité dans les basses couches atmosphériques et l'instabilité de la colonne d'air, et contribuant indirectement à accroître les quantités d'eau précipitées. Les gradients horizontaux d'énergie entre TSO chaudes et froides (ou entre océans et continents) génèrent en outre des gradients de pression et des circulations quasi-divergentes qui vont à leur tour influencer la distribution spatiale et temporelle des précipitations.

La variabilité interannuelle et décennale des TSO est décrite via différents indices qui ont préalablement été présentés dans le chapitre 1. Les relations connues entre ces différents modes de variabilité et le climat est-africain sont présentées ici par bassin océanique.

3.1.1 – L'océan Pacifique

L'océan Pacifique est le théâtre du développement récurrent d'anomalies chaudes marquées de TSO connues sous le nom de phénomène El Niño (les anomalies froides étant désignées sous le terme d'événements La Nina), et étroitement couplées avec la circulation atmosphérique de large échelle dans la zone équatoriale. Depuis les années 1990, l'intérêt porté à ce phénomène n'a cessé de croître en raison de son impact important sur le climat de la ceinture tropicale, voire même du globe (Ropelewski et Halpert, 1987, 1996 ; Chang et Zebiak, 2003). Les événements El Niño et leur couplage avec l'atmosphère (ENSO) sont de mieux en mieux compris par la communauté scientifique et deviennent prévisibles à l'échelle saisonnière (Philander, 1990). Même s'il est difficile de retenir un critère unique pour définir le phénomène, Trenberth (1997) propose qu'un événement El Niño (La Niña) soit défini comme tel, à partir du moment où la moyenne glissante (cinq mois) des anomalies de TSO dans la région du Niño 3.4 est supérieure (inférieure) à 0.4°C (-0.4°C) et persiste au moins pendant six mois.

Un nombre important de travaux ont été réalisés pour comprendre son effet sur les précipitations à la surface du globe. En Afrique de l'Est, Ropelewski et Halpert (1987), Janowiak (1988), Ogallo (1988), Ogallo et al. (1988), Nicholson (1996), Indeje et al. (2000), Camberlin et Philippon (2002), Mc Hugh (2006) parmi d'autres, ont montré qu'il existe une covariation positive entre ENSO et les cumuls saisonniers enregistrés au cours des short rains, autrement dit que la période octobre-décembre est plus arrosée que la normale en année ENSO. En revanche, les précipitations occurrence à la saison des pluies de printemps boréal (MAM) ne montrent généralement pas de liens significatifs avec les indices marquant l'activité de l'oscillation australe présentée section 1.1.32 précédente (Ogallo, 1988 ; Rowell et

al., 1995 ; Mutai et Ward, 2000, entre autres). D'autres travaux (Nicholson et Kim, 1997 ; Indeje et al., 2000) ont cependant montré que, lors du déclenchement d'un événement El Niño, des anomalies négatives faiblement significatives sont associées aux long rains. Toutefois, cette relation statistique semble surtout avérée pour les hautes terres (Camberlin et Philippon, 2002) et reste très faible sur les régions côtières (Kijazi et Reason, 2005). Indeje et al. (2000) décrit aussi une relation entre l'ENSO et le démarrage des long rains, qui se traduit par un retard de celui-ci, suivi par une précocité de la fin de saison dans plusieurs régions du nord de l'Afrique de l'Est au cours de l'année de mise en place d'El Niño.

3.1.2 – L'océan Indien

L'influence de l'océan Indien sur la variabilité des précipitations d'automne boréal en Afrique de l'Est est avérée depuis longtemps (Beltrando et Cadet, 1990 ; Hastenrath et al., 1993 ; Nicholson, 1997 ; Mutai et al., 1998, parmi d'autres). Elle implique un mode dipolaire (dipôle de l'océan Indien, DOI) de TSO observé dans l'océan Indien équatorial et qui se traduit par des anomalies de signe opposé entre l'est et l'ouest du bassin (Webster et al., 1999 ; Saji et al., 1999 ; Yu et Rienecker, 2000, parmi d'autres). Ainsi, les phases de DOI positives (négatives) se caractérisent par des eaux plus froides (chaudes) que la normale dans l'océan Indien tropical est et des eaux plus chaudes (froides) que la normale dans la partie ouest du bassin, à proximité des côtes est-africaines. L'affaiblissement, voire le renversement, du gradient de TSO bouleverse la circulation atmosphérique cellulaire zonale installée normalement au-dessus de l'océan Indien. Il s'accompagne en effet d'ascendances anormalement fortes sur l'Afrique orientale et d'un affaiblissement des flux d'ouest de basses couches habituellement dirigés des côtes est-africaines vers le continent maritime, résultant en une convergence accrue d'humidité sur l'Afrique de l'Est. Des phases positives extrêmes de ce mode de variabilité expliquent des short rains excessivement arrosées, comme en 1961 (Reverdin et al., 1986 ; Behera et al., 2005) puis 1994 et 1997 (Behera et al., 2005). L'influence du DOI sur les précipitations est-africaines a été détaillée par Black et al. (2003) et Saji et al. (2003). Plus récemment, Owiti et al. (2008) suggèrent, comme Black (2005), que le lien souvent mis en avant entre les short rains excédentaires et l'ENSO pourrait résulter d'une interaction entre l'ENSO et le DOI puisque les phases positives du DOI coïncident souvent, mais pas toujours, avec des épisodes El Niño. Les mécanismes relatifs à cette interaction sortent du cadre de ce travail ; se référer aux travaux de Reason et al. (2000), Baquero-Bernal et al. (2002), Xie and Annamalai (2002), Gualdi et al. (2003), parmi d'autres.

3.1.3 – L’océan Atlantique

Le rôle joué par l’océan Atlantique sur la pluviométrie en Afrique de l’Est est encore assez mal documenté. Toutefois, plusieurs travaux s’accordent pour dire qu’il existe un lien entre des anomalies positives de précipitations dans la région et un apport d’humidité venu de l’Atlantique par le biais de flux d’ouest renforcés (Davies et al., 1985 ; Nicholson et Entekhabi, 1987 ; Nicholson, 1996 ; Mc Hugh et Rogers, 2001 ; Camberlin et Philippon, 2002 ; Mistry et Conway, 2003 ; Mc Hugh, 2004). Davies et al. (1985) furent les premiers à suggérer l’existence d’un lien entre des précipitations anormalement élevées dans l’ouest et le centre du Kenya en juillet-août et l’advection d’humidité sur la région par l’intermédiaire de flux de basses couches venant de l’Atlantique sud. Sans être catégoriques, Nicholson et Entekhabi (1987) suggèrent une possible implication des TSOs atlantiques dans la modulation des précipitations est-africaines. Ceci est corroboré par Nicholson (1996), puis Mutai et al. (1998) qui constatent que des anomalies positives de TSO à proximité des côtes ouest-africaines sont reliées à un excédent pluviométrique lors des short rains.

Séparément, Mc Hugh et Rogers (2001) ont établi un lien significatif entre les précipitations et l’oscillation nord-atlantique (NAO). Ce lien se traduit par une augmentation (diminution) des pluies associée à des séquences prédominées par des flux d’ouest (est) au-dessus de l’Afrique de l’Est (entre 0° et 20° S) et qui se mettent en place durant les phases positives (négatives) de la NAO. Camberlin et Philippon (2002) montrent également une association positive entre les flux d’ouest à 1 000 hPa au-dessus du bassin du Congo et les précipitations au cours des mois de mars à mai. Enfin, Mc Hugh (2004) suggère que le lien entre le bassin Atlantique et les précipitations est-africaines implique une advection d’air humide par l’intermédiaire des flux d’ouest dirigés de l’Atlantique sud vers l’Afrique de l’Est. Il explique que les masses d’air de l’Atlantique sont advectées en Afrique centrale puis viennent buter contre les hauts reliefs est-africains. Soumises à une ascension orographique, elles convergent ensuite avec les flux d’est ce qui favorise l’ascendance de masses d’air humide créant ainsi des conditions d’instabilité favorables aux précipitations. Il reste néanmoins difficile de comprendre parfaitement les rouages des téléconnexions entre les TSO atlantiques et les précipitations est-africaines tant les facteurs locaux, tels que les reliefs et la présence de lacs, viennent moduler les champs de vents de basses couches et les précipitations sur des échelles très restreintes (Nicholson, 1996).

Au total, la littérature suggère l'implication de plusieurs modes de variabilité de TSO dans la modulation des précipitations en Afrique de l'Est. Si l'ensemble des travaux s'accorde pour dire que ces modes influencent les cumuls saisonniers, il est légitime de s'interroger sur l'effet qu'ils produisent sur d'autres variables pluviométriques inhérentes aux saisons pluvieuses (DSP, FSP et NJP). Les sections suivantes répondent à cette question, pour chacune des deux saisons des pluies successivement. Les résultats obtenus seront utilisés ultérieurement pour définir un panel pertinent de prédicteurs potentiels pour la prévision régionale de ces variables.

3.2 – Analyse des relations entre les DIS des long rains et les champs océano-atmosphériques

3.2.1 – Liens avec les indices océaniques et atmosphériques préétablis

Dix indices préexistants ont été retenus pour décrire les grands modes de variabilité océano-atmosphérique (chapitre 1). Les précipitations est-africaines sont quant à elles décrites par les indices multicombinaisons relatant la variabilité interannuelle des DIS sur l'ensemble Kenya et Tanzanie du Nord (définis en section 2.2.2). Le degré de relation entre les DIS et les différents indices océaniques et atmosphériques est estimé à partir de corrélations linéaires calculées sur la période 1961-2001. Pour appréhender la persistance temporelle des relations entre précipitations et indices océano-atmosphériques, les corrélations sont calculées indépendamment pour chacun des douze mois de l'année. La significativité statistique des corrélations obtenues entre les couples DIS / indice TSO est établie à partir du test de Bravais Pearson.

3.2.1.1 – DSP

Le démarrage de la saison des long rains est relié de façon significative à trois indices (Tab. 3.1). Le premier d'entre eux est l'indice nino12. La corrélation positive suggère qu'un réchauffement des eaux du Pacifique oriental favorise un démarrage tardif des long rains. Cette covariation reste néanmoins d'un intérêt limité dans la perspective d'une étude de prévisibilité, dans la mesure où le signal est seulement présent en synchrone, aucun signal n'est en place au cours des mois précédents.

L'oscillation nord-atlantique (NAO) présente un signal intéressant présent lors des mois de janvier et février, c'est-à-dire juste avant la saison des long rains et donc potentiellement informatif pour expliquer la variabilité de DSP. Une phase NAO positive est plutôt favorable

à un retard des long rains. Toutefois, il est difficile de relier physiquement l'oscillation du champ de pression dans l'Atlantique nord et les précipitations en Afrique orientale. Au premier abord, ce résultat n'est pas en accord avec les observations faites jusqu'alors par Mc Hugh et Rogers (2001) qui associent une phase NAO positive à un excédent pluviométrique sur la région, via des flux d'ouest actifs sur le bassin du Congo (section 3.1.3). Il est difficile d'émettre une hypothèse bien fondée pour expliquer ce désaccord, ce point nécessite une analyse plus approfondie qui sort du cadre de cette thèse. La troisième relation est associée à un indice atlantique océanique, celui du mode TNA (Tropical North Atlantic). Le DSP covarie négativement avec TNA ce qui signifie que des températures plus basses que la normale sur l'Atlantique tropical nord sont plutôt favorables à un retard des long rains.

Tableau 3.1 : Corrélations linéaires entre les indices océano-atmosphériques et le DSP des long rains sur la période 1961-2001. Les colonnes grisées représentent les mois généralement inclus dans la saison des long rains. Sont reportées seulement les corrélations positives significatives aux seuils de 90 % (+), 95 % (++) et 99 % (+++) et les corrélations négatives significatives aux seuils de 90 % (-), 95 % (--) et 99 % (---). OND représente la saison des pluies d'automne boréal qui précède les long rains.

	OND	J	F	M	A	M	J
nino12				++	++	++	+
nino3							
nino34							
nino4							
DMI							
SOI						-	--
NAO	-	++	+++				-
TNA			--	--	--	-	
TSA	--						
MEI							

3.2.1.2 – FSP

Les indices océano-atmosphériques corrélés significativement avec la date de fin de saison des pluies (FSP) des long rains sont différents de ceux de DSP. Le signal atlantique a complètement disparu, laissant place à un signal porté par les bassins Indien d'une part et Pacifique d'autre part (Tab. 3.2). Le signal pacifique montre une covariation positive entre l'indice Niño 4 et la fin des long rains (retardée en année El Niño). Il se met en place dès le début de saison, au mois de mars, et se maintient jusqu'en juin.

Pour le bassin Indien, des corrélations positives sont obtenues entre FSP et le DMI. A priori, ce résultat suggère que la fin des long rains a tendance à se produire plus tardivement

que la normale lorsque le DMI est positif au cours des mois de janvier à avril, c'est-à-dire juste avant la période où se place habituellement l'arrêt des précipitations. S'il est avéré qu'un DMI positif est associé à des précipitations supérieures à la normale d'octobre à janvier en Afrique de l'Est, le dipôle de l'océan Indien n'existe physiquement qu'en automne boréal. Il faut donc interpréter cette relation non pas comme un réel dipôle mais plutôt comme un réchauffement anormal des TSO de l'océan Indien ouest. Ce réchauffement accroît l'évaporation et donc le taux d'humidité de l'air, ce qui favorise l'instabilité atmosphérique. Néanmoins, les corrélations (Tab. 3.2) montrent que la covariation significative entre FSP et l'indice DMI se produit jusqu'au mois d'avril. Or, la fin de saison intervient bien au-delà de ce mois, ce qui laisse supposer un mécanisme impliquant la mémoire océanique. Les mécanismes exacts reliant les TSO indiennes à la date de fin des long rains restent à étudier plus précisément, car il apparaît (cf. plus bas) que le cumul des pluies de cette saison est quant à lui indépendant du DMI.

Tableau 3.2 : Corrélations linéaires entre les indices océano-atmosphériques et la FSP des long rains, calculées sur la période 1961-2001. En grisé sont indiqués les mois traditionnellement occurrence à la saison des long rains. Sont indiquées les corrélations positives significatives aux seuils de 90 % (+), 95 % (++) et 99 % (+++) et les corrélations négatives significatives aux seuils de 90 % (-), 95 % (--) et 99 % (---). OND représente la saison des pluies d'automne boréal qui précède les long rains.

	OND	J	F	M	A	M	J
nino12							
nino3							
nino34	+++						+
nino4				++	++	++	++
DMI		+++	+++	++	++		
SOI					--		
NAO							
TNA							
TSA							
MEI							

3.2.1.3 – CUM et NJP

Le seul signal intéressant pour CUM est rattaché à l'indice Niño 1.2 qui est corrélé négativement aux cumuls saisonniers des long rains (Tab. 3.3). Cette relation, déjà mise en exergue dans des travaux précédents (Nicholson, 1996 ; Nicholson et Kim, 1997 ; Philippon, 2002), indique que des anomalies de TSO positives dans le bassin Pacifique est sont associées à des déficits pluviométriques durant les long rains en année ENSO +1.

Il faut noter aussi l'existence d'une corrélation significative entre le SOI et le cumul. Toutefois, la relation n'apparaît qu'en fin de saison. Cet indice ne sera donc pas conservé comme prédicteur potentiel pour la prévision des cumuls saisonniers de printemps boréal. Cela va dans le sens des conclusions trouvées dans la littérature qui soulignent qu'en Afrique de l'Est les précipitations de printemps boréal (MAM) ne montrent généralement pas de liens significatifs avec les indices marquant l'activité de l'oscillation australe (Ogallo, 1988 ; Rowell et al., 1995 ; Mutai et Ward, 2000 ; Camberlin et Philippon, 2002).

La relation qui existait entre la NAO et DSP ne se retrouve pas clairement pour le cumul saisonnier puisque la NAO est seulement reliée significativement aux cumuls et nombre de jours de pluie du mois d'avril.

Enfin, comme pour CUM, NJP montre une relation significative avec les TSO du Pacifique (non montré, Niño 1.2 et Niño 3). Les covariations sont de même signe que pour CUM, mais renforcées (avec Niño 1.2 notamment). Les autres indices (SOI, MEI, NAO) qui interagissent avec NJP semblent être d'un intérêt restreint tant le signal est peu persistant dans le temps et/ou mal synchronisé.

Globalement, les variables CUM et NJP présentent des relations avec les indices océano-atmosphériques qui sont assez semblables (au signe près) à celles obtenues pour DSP. Ceci retranscrit le fait que CUM et NJP sont fortement corrélés à DSP pour les long rains, corrélations qui s'élèvent à -0.76 et -0.82 respectivement pour CUM et NJP. Dans la suite, les relations avec CUM et NJP, ainsi que les modèles de prévision correspondants, ne seront pas explorés davantage.

Tableau 3.3 : Corrélations linéaires entre les indices de TSO et le prédictant CUM calculées sur la période 1961-2001. En bleu sont indiqués les mois appartenant habituellement à la saison des long rains. Sont indiquées les corrélations positives significatives aux seuils de 90 % (+), 95 % (++) et 99 % (+++) et les corrélations négatives significatives aux seuils de 90 % (-), 95 % (--) et 99 % (---). *OND* représente la saison des pluies d'automne boréal qui précède les long rains.

	OND	J	F	M	A	M	J
nino12				-	--	--	
nino3							
nino34	+						
nino4							
DMI							
SOI						--	--
NAO					--		
TNA							
TSA							
MEI							

Les descripteurs pluviométriques des long rains montrent peu de relation avec les principaux indices océaniques ou atmosphériques décrivant les grands modes de variabilité climatiques, et les mécanismes physiques sous-jacents sont souvent mal compris. Il existe une relation entre les descripteurs et l'évolution des TSO du Pacifique est, matérialisée par l'implication de l'indice Niño12 pour DSP, CUM et NJP et l'indice Niño4 pour FSP. L'oscillation nord-atlantique explique une part de variabilité de DSP, et paraît être reliée plus modérément aux cumuls du cœur de la saison. L'indice TNA est faiblement lié également au DSP. Et enfin, le gradient ouest-est de température dans le bassin Indien, décrit par le DMI, est fortement lié à la date de fin des pluies, mais pas aux autres DIS. Pour résumer, les indices retenus comme prédicteurs potentiels pour la suite du travail sont listés dans le tableau 3.4.

Tableau 3.4 : Récapitulatif des indices océano-atmosphériques retenus pour les prédictants des long rains.

DSP	FSP	CUM	NJP
<i>Niño 1.2, NAO, TNA</i>	<i>Niño 4, DMI</i>	<i>Niño 1.2, NAO</i>	<i>Niño 1.2, NAO</i>

3.2.2 – Liens avec les champs atmosphériques mensuels

Cette partie vient compléter les corrélations présentées dans la section précédente dans la mesure où elle doit permettre d'une part de faire ressortir le signal atmosphérique associé à la téléconnexion entre les DIS et les indices océano-atmosphériques retenus, et d'autre part d'identifier des éléments purement atmosphériques et régionaux associés aux variations interannuelles des DIS. Pour compléter les analyses précédentes et détecter d'éventuelles non-linéarités dans les relations, le travail a été réalisé ici par analyse composite (à partir des champs ERA 40) en discrétisant les saisons en trois catégories (terciles) selon que DSP et FSP sont précoces, tardifs ou proches de la normale 1961-2001. Un travail complémentaire à également été réalisé en établissant des cartes de corrélations linéaires entre les DIS et les différents champs atmosphériques (non présentées) pour définir des indices atmosphériques comme prédicteurs potentiels.

Les anomalies des cartes composites sont testées statistiquement à l'aide du test de Student. La significativité du champ analysé (« field significance », Wilks, 2006) n'a pas été testée car on a privilégié la prise en considération du sens physique des signaux.

3.2.2.1 – DSP

Dans les champs moyens, l'atténuation progressive des alizés de nord-est combinée à l'intensification des flux d'est-sud-est au cours du mois de mars (Fig. 1.20) coïncide avec le déclenchement de la saison des long rains. Toutefois, la variabilité interannuelle du DSP laisse penser que des configurations particulières susceptibles d'influencer le calage temporel du démarrage de la saison viennent se superposer aux conditions moyennes. Il s'agit désormais de vérifier si les configurations atmosphériques moyennes mensuelles sont significativement différentes selon la précocité des démarrages de la saison. Les DSP de 1961 à 2001 ont été regroupés selon qu'ils sont précoces, proches de la normale 1961-2001 ou tardifs (Tab. 3.5).

Tableau 3.5 : Discretisation en terciles des long rains de la période 1961-2001 en fonction des caractéristiques de précocité du DSP.

PRÉCOCE	NORMAL	TARDIF
1961, 1963, 1964, 1966, 1968, 1969, 1970, 1978, 1979, 1981, 1985, 1988, 1990, 1996	1962, 1972, 1977, 1982, 1986, 1987, 1989, 1994, 1995, 1997, 1998, 1999, 2001	1965, 1967, 1971, 1973, 1974, 1975, 1976, 1980, 1983, 1984, 1991, 1992, 1993, 2000

a) DSP précoces

- Vent zonal et méridien : U850, U500, U200, V850, V500 et V200

Les démarrages précoces interviennent généralement au cours des derniers jours du mois de février, voire pendant les premiers jours du mois de mars. Ils se caractérisent par des configurations de champs de vent relativement peu significatives mais physiquement assez cohérentes (Fig. 3.1). En février, les vents de basses couches (Fig. 3.1a) présentent des anomalies significatives d'est-sud-est au-dessus de l'océan Indien nord. Ces anomalies soulignent un affaiblissement des conditions moyennes caractéristiques de la saison sèche de janvier-février (affaiblissement des alizés de nord-est provenant de la mer d'Arabie et prolongés par la mousson de nord-ouest en direction du Nord malgache). Quelques signaux significatifs apparaissent dans la moyenne et haute troposphère. À 500 hPa, la présence d'un talweg au-dessus de la mer d'Arabie, en février et mars, est remarquable (Fig. 3.1a, b - 500 hPa). Il indique que les excroissances tropicales des talwegs de la circulation d'ouest sont des configurations favorables aux pluies dans la zone équatoriale (Camberlin et Philippon, 2002).

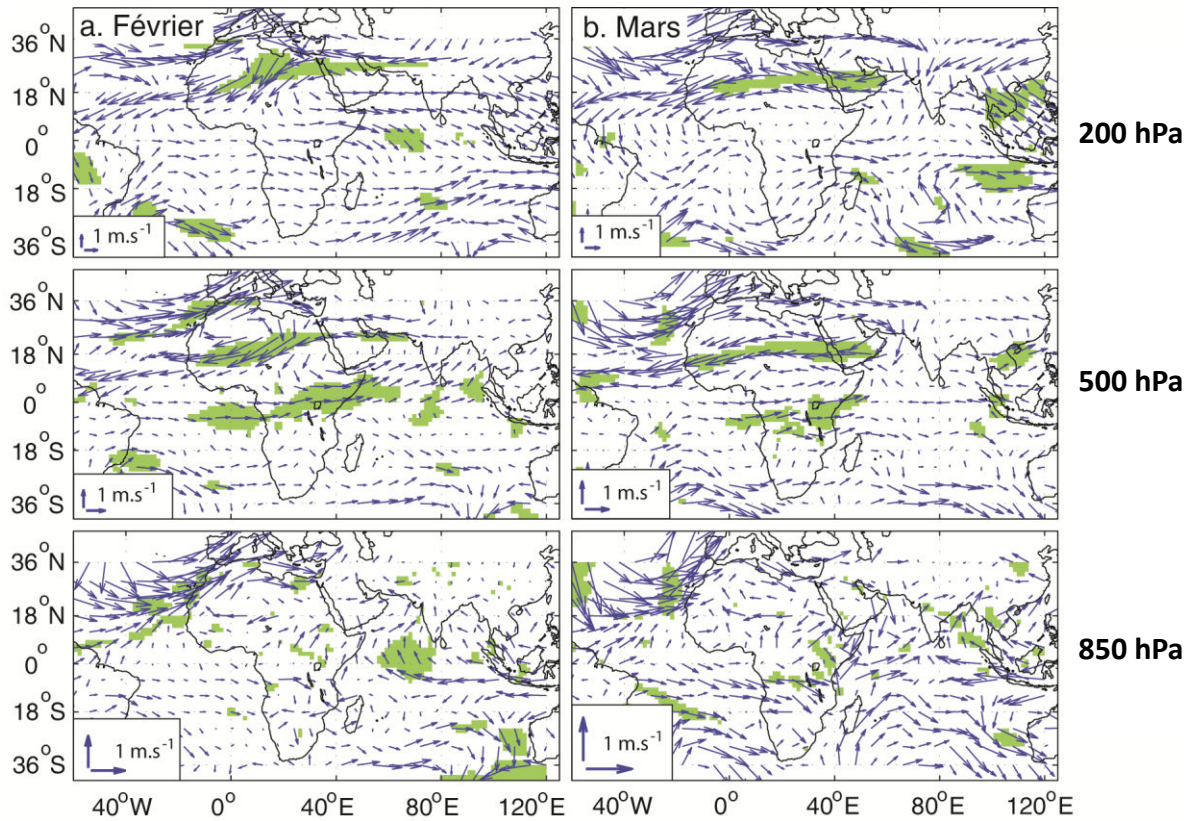


Figure 3.1 : Composite associée aux démarrages précoces des long rains sur la période 1961-2001 pour trois niveaux de géopotentiels et les mois de février (gauche) et mars (droite). En bleu sont représentées les anomalies de vents, les aplats verts correspondent aux anomalies significatives (t de Student, 95 %) sur la composante zonale ou la composante méridienne du vent.

- Autres variables : Tsurf, W500, Z850, Z500 et Z200

Les variables complémentaires au vent qui ont été analysées ne présentent pas beaucoup de signaux significatifs en phase avec les DSP précoces des long rains. Les températures de surface ne montrent aucune anomalie significative. Il en est de même pour le géopotentiel sur les trois niveaux atmosphériques analysés.

La situation est différente en ce qui concerne la vitesse verticale dans la moyenne troposphère puisqu'une large anomalie négative significative est présente à proximité de la région. Elle s'étend de la corne africaine jusqu'au large de la péninsule arabique en février (Fig. 3.2a) et prend davantage d'ampleur au cours du mois suivant (Fig. 3.2b) en se prolongeant désormais jusqu'au-dessus du Kenya. Cette anomalie négative témoigne de mouvements anormaux d'ascendance.

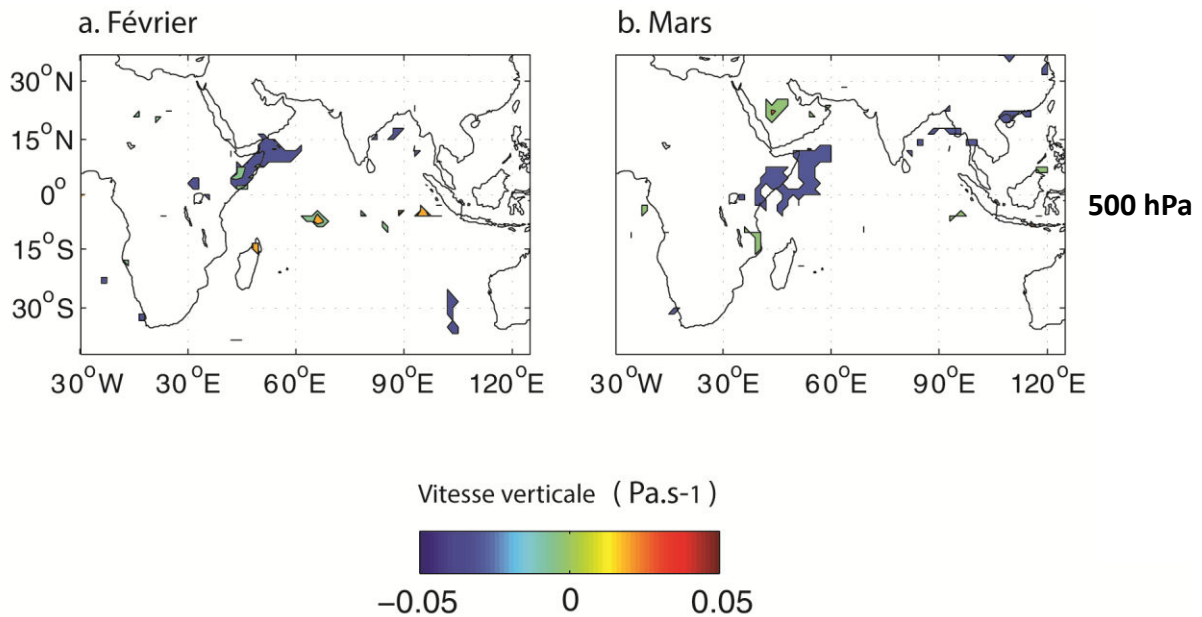


Figure 3.2 : Composites de vitesse verticale à 500 hPa en février (a), mars (b) associées aux DSP précoces pour la région Kenya – Tanzanie du Nord. En anomalies par rapport à la moyenne 1961-2001 (des valeurs positives indiquent une anomalie de subsidence). Seules les aires significatives au seuil de 95 % sont représentées.

b) DSP Tardifs

- Vent zonal et méridien : U850, U500, U200, V850, V500 et V200

Les démarrages tardifs interviennent plutôt au cours du mois d'avril (Fig. 2.8). Ils se caractérisent par des configurations de champs de vent peu significatives (seuil de 95%) en mars (Fig. 3.3a). Toutefois, les basses couches (Fig. 3.3b - 850 hPa) montrent des anomalies d'est-nord-est au-dessus de l'océan Indien nord, qui deviennent significatives à proximité de la région. Elles soulignent un renforcement des alizés de nord-est, vents plutôt favorables à l'instauration de conditions sèches au-dessus de la région d'étude, ce qui est cohérent avec un retard dans l'installation de la saison pluvieuse. Dans la moyenne troposphère (Fig. 3.3a - 500 hPa), un renforcement du jet subtropical d'ouest au centre du Sahara est visible, ainsi que des anomalies de nord de la péninsule arabique jusque sur la région. En avril, l'activité des alizés de nord-est tend à diminuer fortement dans les basses couches (Fig. 3.3b - 850 hPa), mais reste quelque peu significative au-dessus de la région.

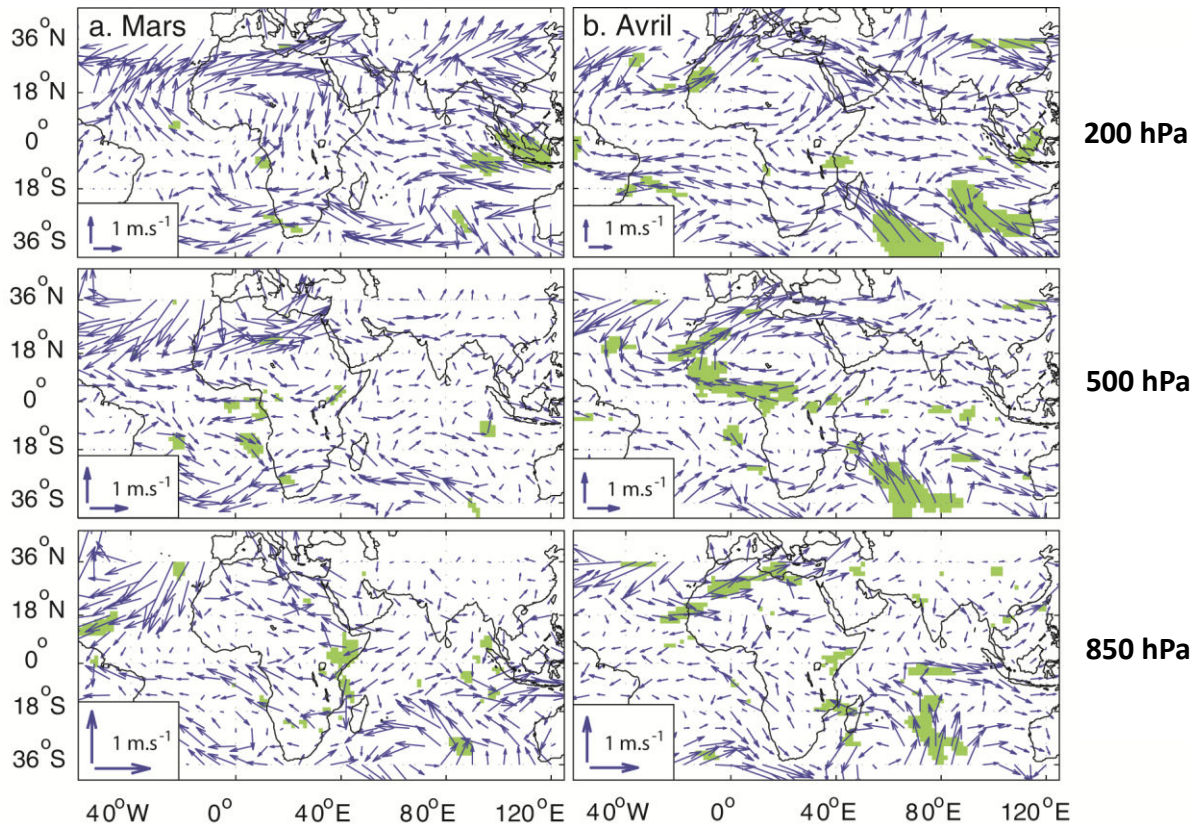


Figure 3.3 : Composite associée aux DSP tardifs des long rains de la période 1961 – 2001. En bleu sont représentés les anomalies de vents, les aplats vert correspondent aux anomalies significatives (Student 95%) sur les composantes zonales et méridiennes du vent.

- Les autres variables : Tsurf, W500, Z850, Z500 et Z200

Comme pour les DSP précoces, peu de signaux atmosphériques se dégagent des analyses composites associées aux DSP tardives (non montrées). Seul le mois de mars présente des températures anormalement chaudes sur la partie nord de l’Afrique de l’Est, mais ce signal — qui est absent en pré-saison — est sans doute plus le résultat (par absence de nébulosité) que la cause du retard des pluies. W500 montre quelques anomalies significatives négatives à proximité de la région (annexe 3.1) ; toutefois, elles restent difficilement rattachables à un retard de déclenchement des pluies en Afrique de l’Est.

En définitive, les signaux atmosphériques se différencient nettement entre les saisons précoces et tardives, mais ne sont souvent que peu significatifs. Les mêmes analyses réalisées à partir d’une discrétisation en quintiles permet d’isoler beaucoup mieux les DIS très typés. Cela sous-entend que plusieurs types de configurations atmosphériques distinctes rendent compte de démarrages tardifs (ou précoces).

3.2.2.2 – FSP

Les mêmes analyses que pour le DSP sont réalisées sur la base d’une discrétisation en terciles (Tab. 3.6) afin de vérifier si les configurations atmosphériques moyennes mensuelles sont significativement différentes selon la précocité des fins de saison. La fin des long rains sur l’ensemble Kenya et Tanzanie du nord, qui intervient en moyenne fin mai (Tab. 2.2, chapitre 2), est associée à un renforcement progressif de la mousson indienne (Fig. 1.20, chapitre 1).

Tableau 3.6 : Discrétisation en terciles des long rains de la période 1961-2001 en fonction des caractéristiques de précocité du FSP

PRÉCOCE	NORMAL	TARDIF
1961, 1966, 1969, 1973, 1975, 1978, 1979, 1983, 1984, 1993, 1996, 1999, 2000, 2001	1964, 1965, 1970, 1972, 1976, 1985, 1987, 1988, 1989, 1990, 1992, 1994, 1995	1962, 1963, 1967, 1968, 1971, 1974, 1977, 1980, 1981, 1982, 1986, 1991, 1997, 1998

a) FSP précoces

- Vent zonal et méridien : U850, U500, U200, V850, V500 et V200

Les composites associées aux fins précoces présentent des anomalies de vents significatives dans la haute troposphère (Fig. 3.4 - 200 hPa) au cours des mois de mai et juin. Le mois de mai se distingue par la présence de fortes anomalies d’est au-dessus de l’océan Indien équatorial, à partir du continent maritime. Elles soulignent une intensification des flux d’est en direction des côtes est-africaines. Les basses couches (Fig. 3.4 - 850 hPa) se singularisent par un premier groupe d’anomalies remarquables au-dessus du golfe du Bengale et d’un second qui s’étend du nord-est de Madagascar jusqu’en Somalie. Le premier montre en mai des anomalies d’ouest qui s’étendent de 70°E jusqu’au continent maritime vers 100°E (Fig. 3.4a - 850 hPa). Ces anomalies suggèrent un renforcement du flux de mousson qui commence à se mettre en place à cette période et qui fait la transition avec la saison sèche d’été boréal. Cette situation est plutôt favorable à l’installation de conditions sèches au-dessus de la région. Le second groupe d’anomalies, en partie relié au premier, montre un renforcement des flux de sud-est dans l’hémisphère sud entre 40°E et 80°E, résultant d’une probable intensification de l’anticyclone des Mascareignes. Cette configuration souligne donc un renforcement des conditions moyennes observables lors de cette période de l’année (Fig. 1.20, chapitre 1), permettant l’installation de la grande saison sèche de juin-août. Les signaux décrits en mai se prolongent en partie au mois de juin avec, notamment, un flux de sud

anormalement fort sur les côtes est de l’Afrique (Fig. 3.4 - 850 hPa). Dans les hautes couches, les anomalies telles que décrites pour mai sont moins présentes en juin et laissent place à des signaux montrant le passage d’ondes de Rossby dans l’hémisphère sud (Fig. 3.4b - 200 hPa).

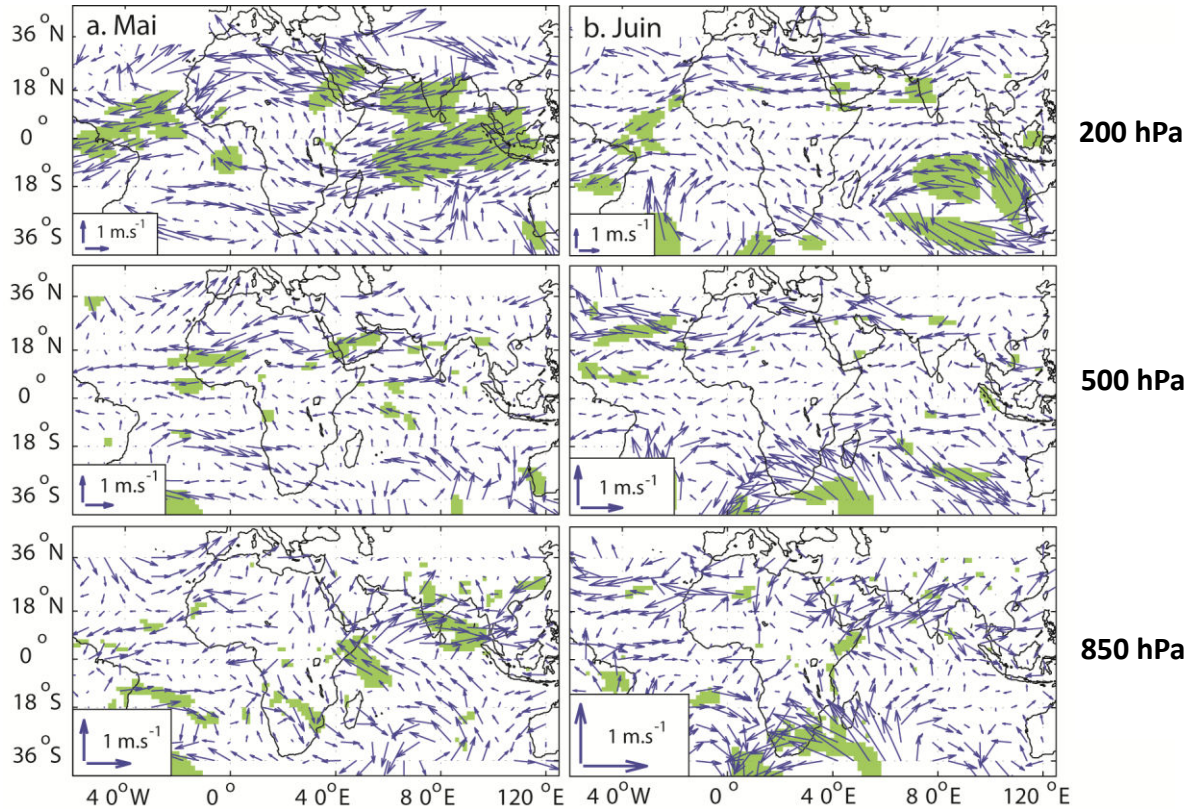


Figure 3.4 : Composite associée aux FSP précoces des long rains sur la période 1961-2001. En bleu sont représentées les anomalies de vents, les aplats verts correspondent aux anomalies significatives (Student 95 %) sur les composantes zonales et méridiennes du vent.

- Les autres variables : Tsurf, W500, Z850, Z500 et Z200

Aucune anomalie de températures intéressante n’est présente en pré-saison des pluies et le champ W500 reste très bruité (non montré). L’altitude du géopotentiel (Fig. 3.5) montre des anomalies positives cohérentes avec les anomalies de vents décrites plus haut. Elles suggèrent que les niveaux géopotentiels (à 850, 500 et 200 hPa) se retrouvent plus hauts que la normale, principalement dans l’océan Indien sud (60°E – 90°E) en mai (Fig. 3.5a) et sur l’Afrique du Sud (15°E – 45°E) en juin (Fig. 3.5b). Ces anomalies marquent la possible progression d’une onde de Rossby aux moyennes latitudes de l’hémisphère sud. Le passage de cette onde occasionne le renforcement de la pression sur le sud-ouest de l’océan Indien, favorisant l’intensification des alizés de sud-est en direction de l’Afrique de l’Est.

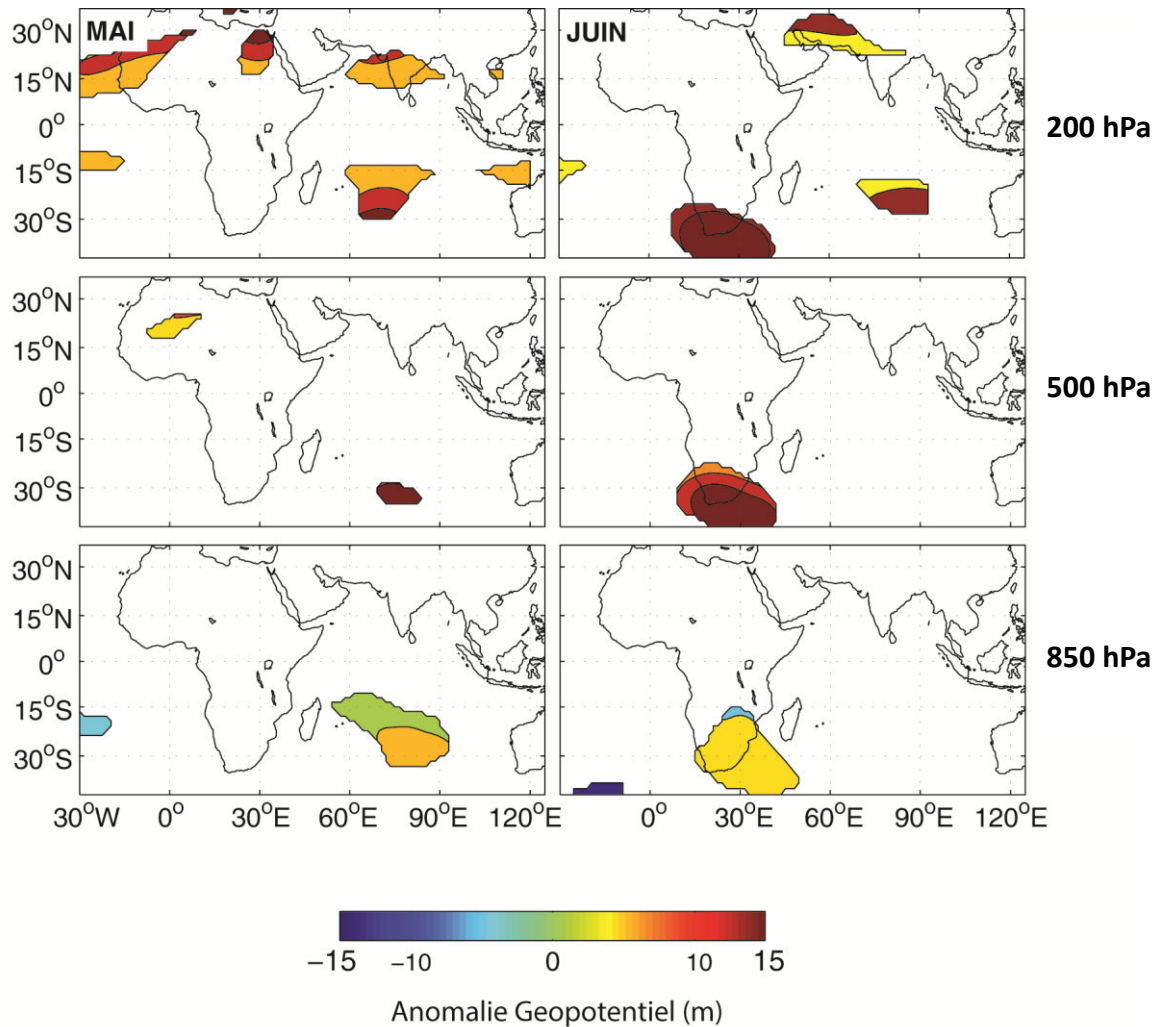


Figure 3.5 : Anomalies de l'altitude du géopotential à 200 hPa (a), 500 hPa (b) et 850 hPa) en février associées aux FSP précoces des long rains pour la région Kenya – Tanzanie du Nord. Seules les aires significatives au seuil de 95 % sont représentées.

b) FSP tardifs

- Vent zonal et méridien : U850, U500, U200, V850, V500 et V200

Les FSP tardives se produisent en moyenne lors de la première quinzaine de juin. Elles sont associées à des anomalies de champs de vents inverses de ce qui a précédemment été décrit pour les FSP précoces. Ces signaux, localisés sur une grande partie de l'océan Indien équatorial, se déclinent sous forme d'anomalies d'est (ouest) dans les basses (hautes) couches de l'atmosphère durant le mois d'avril (non montré). Cette configuration particulière peut souligner l'installation temporaire d'une circulation zonale de type Walker au-dessus du bassin Indien qui favoriserait la subsidence sur l'Indonésie et permettrait le maintien de

conditions humides sur la région. Ce signal est parfaitement cohérent avec les corrélations montrées plus haut qui associent les FSP tardifs aux années ENSO (covariation avec Niño 4) et à DMI positif (Tab. 3.2). Ce signal se prolonge en mai mais apparaît moins nettement, puisque si les anomalies zonales restent présentes dans les hautes couches (Fig. 3.6a - 200 hPa), elles deviennent plus confuses dans les niveaux atmosphériques inférieurs (Fig. 3.6a - 850 hPa).

Les FSP tardives peuvent également être reliées à des anomalies d'ouest actives dans les basses couches. Elles sont visibles sur l'océan Atlantique équatorial sud ($0^{\circ} - 18^{\circ}\text{S}$) et se prolongent jusqu'au-dessus du bassin congolais. Ces anomalies suggèrent que, certaines années, un apport d'humidité venu de l'océan Atlantique sud est susceptible de venir prolonger la saison des long rains. Ce constat est en accord avec celui de Camberlin et Philippon (2002) qui ont constaté que des flux d'ouest similaires à ceux décrits ici sont reliés à des long rains excédentaires. Toutefois, ces anomalies apparaissent peu significatives, ce qui laisse penser que ce mécanisme d'apport d'humidité d'Atlantique, favorisant le prolongement des pluies de printemps boréal en Afrique de l'Est, ne concerne que quelques années. Toujours en mai (Fig. 3.6b), l'existence d'anomalies d'est dans le nord de l'océan Indien signale un retard dans la mise en place de la mousson, d'où la persistance des long rains sur l'Afrique de l'Est. Enfin, en juin, les signaux significatifs ont quasiment disparu. Seules les anomalies visibles dans l'hémisphère sud suggèrent une nouvelle fois une possible implication d'ondes de Rossby dans la modulation des FSP des long rains.

- Les autres variables : Tsurf, W500, Z850, Z500 et Z200

Dans l'ensemble peu de signaux atmosphériques se dégagent des analyses composites. Les quelques anomalies significatives de géopotentiel qui apparaissent sont déconnectées de la dynamique atmosphérique qui influence directement la pluviométrie est africaine au cours du printemps boréal à l'exception d'une anomalie négative centrée sur Madagascar (non montré). Les températures de surface ne présentent aucun signal significatif intéressant. Comme pour le cas des FSP précoces, W500 se caractérise par des champs très bruités. Les anomalies constatées sont localisées assez loin de la région et ne permettent absolument pas d'expliquer la présence de FSP tardives au cours des long rains (non montré).

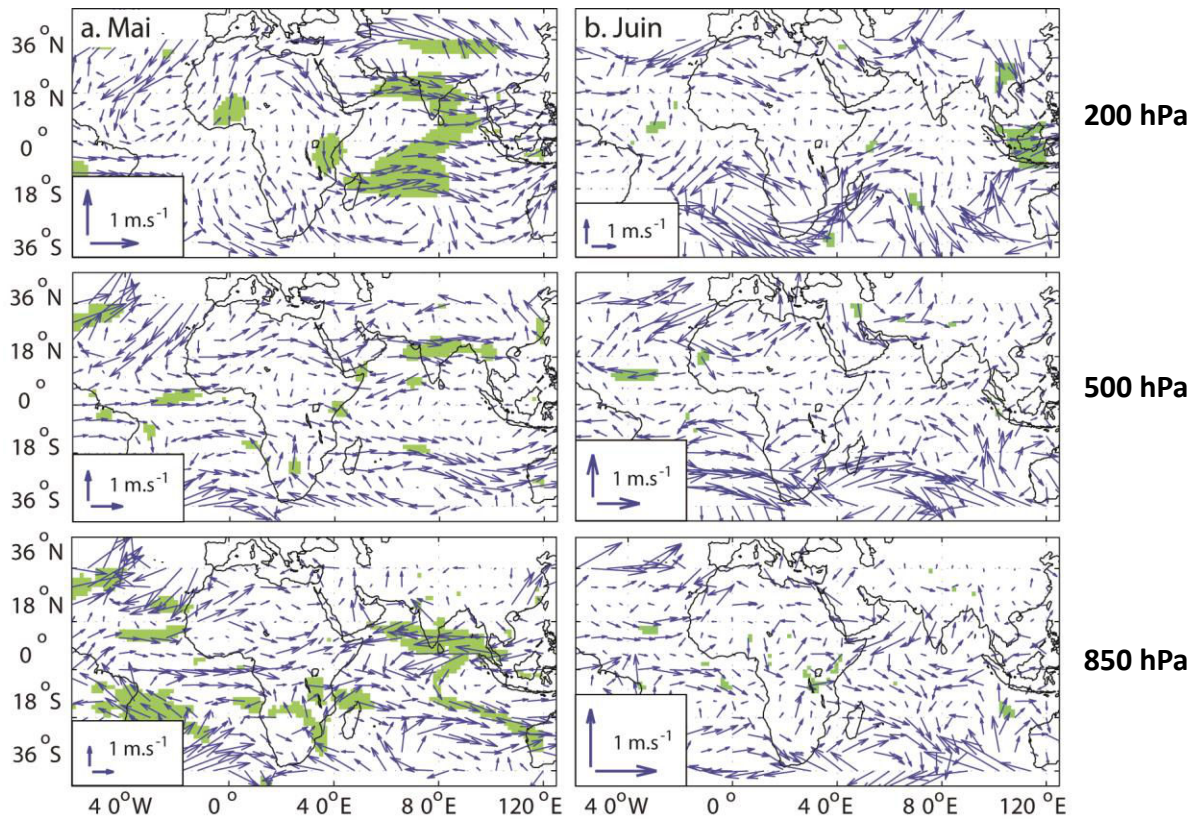


Figure 3.6 : Composite associée aux FSP tardives des long rains de la période 1961-2001. En bleu sont représentées les anomalies de vents, les aplats verts correspondent aux anomalies significatives (Student 95 %) sur les composantes zonales et méridiennes du vent.

3.3 – Analyse des relations entre les DIS des short rains et les champs océano-atmosphériques

3.3.1 – Liens avec les indices océaniques et atmosphériques préétablis

3.3.1.1 – DSP

Le démarrage des short rains sur l'ensemble de la région s'étale de début septembre à mi-décembre (Fig. 2.17). Les corrélations (Tab. 3.7) montrent qu'il est relié à deux groupes d'indices : ceux décrivant le mode ENSO d'une part, et celui décrivant les événements dipolaires de l'océan Indien d'autre part. Les indices Niño sont tous concernés, mais seulement deux d'entre eux (Niño 3 et Niño 3.4) possèdent un signal montrant un temps d'avance suffisamment important pour être considérés comme prédictors intéressants dans des modèles de prévision statistique. Ces indices covarient négativement avec DSP, ce qui s'interprète comme une précocité (retard) du déclenchement des pluies lors d'un événement El Niño (La Niña). La composante atmosphérique d'ENSO matérialisée par l'indice SOI vient parfaitement corroborer ces conclusions. Enfin, les corrélations négatives entre le DSP des short rains et le MEI montrent que c'est l'ensemble du phénomène couplé océan-atmosphère qui est impliqué.

Le DMI présente également des corrélations négatives avec la série de DSP, ce qui signifie que les précipitations ont tendance à être retardées lors d'une phase négative du dipôle de l'océan Indien. Physiquement, cela se traduit par un gradient marqué par des TSO plus chaudes que la normale à l'est de l'océan Indien, ce qui contribue au renforcement des flux d'ouest le long de l'équateur et à réduire la convergence d'humidité sur l'Afrique de l'Est. Typiquement, cette configuration est susceptible de générer un retard dans le démarrage de la saison.

Tableau 3.7 : Corrélations linéaires entre les indices de TSO et le DSP (short rains) calculées sur la période 1961-2001. En grisé sont repérés les mois traditionnellement occurrents à la saison des short rains. Sont indiquées les corrélations positives significatives aux seuils de 90 % (+), 95 % (++) et 99 % (+++) et les corrélations négatives significatives aux seuils de 90 % (-), 95 % (--) et 99 % (---).

	A	S	O	N	D	J
nino12			-	---	---	---
nino3		-	-	---	---	---
nino34	--	-	---	---	---	---
nino4	--	---	--	--	--	--
DMI	---	---	---	---	---	
SOI	+++	+++	+++	+++	++	++
NAO		--				
TNA						
TSA						
MEI	--	---	---	---	---	---

3.3.1.2 – FSP

La fin des short rains se produit principalement au cours du mois de décembre et se prolonge, localement, lors des dix premiers jours de janvier (Fig. 2.18). La situation ressemble à ce qui a été vu précédemment pour les DSP des short rains, à savoir que les indices rattachés directement à l'activité d'ENSO sont tous corrélés avec FSP (Tab. 3.8). Il en est de même pour l'indice dipolaire de l'océan Indien. La différence majeure avec le démarrage tient dans le signe des corrélations qui est l'inverse de ce qui est montré pour DSP. Concrètement, les indices Niño présentent des corrélations positives avec la chronique de FSP. Ce comportement laisse à penser qu'au cours d'événements El Niño (La Niña), les pluies d'automne boréal ont tendance à se terminer plus tardivement (précocement) que la normale. Sans entrer dans le détail, les corrélations portées par le SOI et le MEI convergent vers les mêmes conclusions. Quel que soit l'indice considéré, le signal se met en place bien avant le mois de décembre et semble persistant tout au long de la saison, ce qui fait de chacun de ces indices un prédicteur potentiel pour la prévision des dates de fin des short rains.

Le DMI montre des corrélations positives avec les FSP, ce qui signifie que la fin des short rains a tendance à être retardée en phase positive du mode dipolaire de l'océan Indien. Ceci est cohérent puisqu'un DMI positif est associé à un réchauffement des TSO de l'océan Indien ouest qui contribue à intensifier les flux d'est chargés d'humidité et favoriser les anomalies d'ascendance sur l'Afrique de l'Est. Ces conditions favorisent l'instabilité dans la région et

sont donc susceptibles de prolonger les pluies saisonnières et finalement de retarder la fin de la saison.

Tableau 3.8 : Corrélations linéaires entre les indices de TSO et le FSP (short rains) calculées sur la période 1961-2001. En grisé sont indiqués les mois traditionnellement occursents à la saison des short rains. Sont indiquées les corrélations positives significatives aux seuils de 90 % (+), 95 % (++) et 99 % (+++) et les corrélations négatives significatives aux seuils de 90 % (-), 95 % (--) et 99 % (---).

	A	S	O	N	D	J
nino12		++	++	+++	+++	+++
nino3		++	++	++	++	++
nino34	++	++	++	++	++	++
nino4	++	++	++	++	++	++
DMI		++	+++	+++	+++	++
SOI	-	--	--		-	--
NAO						
TNA						
TSA						
MEI	++	++	++	++	++	++

3.3.1.3 – CUM et NJP

Le tableau 3.9 montrent que les indices Niño 1.2 et Niño 3 sont les mieux reliés aux cumuls des short rains avec des corrélations maximales entre octobre et janvier, mais qui apparaissent déjà légèrement un mois avant le démarrage théorique de la saison. Les covariations positives suggèrent que les années Niño sont plutôt associées à des excédents pluviométriques sur la région. Ce résultat est en accord avec de nombreux travaux (Ogallo, 1988 ; Philippon, 2002 ; Camberlin et Philippon, 2002, entre autres). Le comportement du MEI conduit aux mêmes conclusions.

Un lien existe entre les TSO de l’océan Indien et la pluie de la région d’étude. Ce lien est matérialisé par l’implication du DMI qui est corrélé positivement aux cumuls saisonniers. Généralement, des anomalies chaudes sur l’ouest de l’océan Indien sont associées à des excédents pluviométriques. Cette relation a déjà été documentée à de nombreuses reprises (Beltrando et Cadet, 1990 ; Hastenrath et al., 1993 ; Philippon et al., 2002 ; Black et al., 2003). Le dipôle décrit par des eaux plus chaudes à l’ouest du bassin qu’à l’est influence davantage la pluviométrie est-africaine que ne le fait l’ENSO (Goddard et Graham, 1999 ; Latif et al., 1999 ; Philippon, 2002 ; Behera et al., 2005).

Les relations obtenues entre les différents indices et le prédictant NJP sont les mêmes que celles déjà décrites pour CUM (non montré). La seule différence réside dans l'intensité de la relation entre NJP et le DMI qui est plus forte que celle constatée avec le cumul saisonnier.

Tableau 3.9 : Corrélations linéaires entre les indices de TSO et le cumul de précipitations des short rains (CUM), calculées sur la période 1961-2001. En grisé sont indiqués les mois traditionnellement occurrents à la saison des short rains. Sont indiquées les corrélations positives significatives aux seuils de 90 % (+), 95 % (++) et 99 % (+++) et les corrélations négatives significatives aux seuils de 90 % (-), 95 % (--) et 99 % (---).

CUM	A	S	O	N	D	J
nino12		+	+	++	++	+++
nino3		+	++	++	++	+++
nino34				++	++	+++
nino4					+	++
DMI			++	++	+	
SOI			-	---	--	--
NAO						
TNA						
TSA						
MEI		+	++	++	+++	+++

Les descripteurs pluviométriques des short rains semblent être reliés à plusieurs indices océano-atmosphériques qui sont récapitulés dans le tableau 3.10. L'ENSO, décrit par les indices Niño, MEI et SOI, apparaît comme un mode de variabilité très influent sur les caractéristiques pluviométriques des short rains. Le gradient zonal de températures marines dans l'océan Indien, décrit par le DMI, est également fortement lié à tous les DIS analysés. Même s'il est en partie forcé par le Pacifique, l'océan Indien est physiquement plus directement lié aux pluies est-africaines.

Il est évident que l'ensemble des indices retenus comme possibles prédicteurs pour expliquer la variabilité interannuelles des DIS des short rains sont fortement liés entre eux. Des analyses pour tester la colinéarité entre ces indices seront réalisées dans le chapitre 4.

Tableau 3.10 : Récapitulatif des indices océano-atmosphériques retenus pour décrire la variabilité interannuelle des DIS des short rains sur l'ensemble Kenya-Tanzanie du Nord.

DSP	FSP	CUM	NJP
Niño 3, Niño 4, DMI, SOI, MEI	Niño 1.2, Niño 3, Niño 3.4, Niño 4, DMI, MEI	Niño 1.2, Niño 3, DMI, SOI, MEI	Niño 1.2, Niño 3, DMI, SOI, MEI

3.3.2 – Liens avec les champs atmosphériques mensuels

3.3.2.1 – DSP

Le démarrage moyen des short rains se produit dans la seconde quinzaine d'octobre (Tab. 2.3, chapitre 2). Comme pour les long rains, l'objectif est de regarder si les configurations atmosphériques moyennes mensuelles sont significativement différentes selon la précocité des DSP. L'approche méthodologique reste la même avec une discrétisation en terciles selon le caractère précoce, normal ou tardif de la saison (Tab. 3.11).

Tableau 3.11 : Discrétisation en terciles des short rains de la période 1961-2001 en fonction des caractéristiques de précocité du DSP.

PRÉCOCE	NORMAL	TARDIF
1961, 1963, 1965, 1967, 1968, 1972, 1977, 1978, 1982, 1984, 1989, 1994, 1997, 2001	1964, 1966, 1969, 1979, 1981, 1985, 1986, 1988, 1990, 1991, 1992, 1996, 1999	1962, 1970, 1971, 1973, 1974, 1975, 1976, 1980, 1983, 1987, 1993, 1995, 1998, 2000

a) DSP précoces

- Vent zonal et méridien : U850, U500, U200, V850, V500 et V200

Les saisons des short rains qui se caractérisent par des démarrages précoces, c'est-à-dire au cours du mois de septembre, présentent une signature forte dans les champs de vent mensuels de basses couches au-dessus de l'océan Indien nord (Fig. 3.7a, b - 850 hPa). Il s'agit de fortes anomalies d'est qui soulignent d'une part l'instauration précoce des alizés de nord-est au large de la Somalie, et d'autre part la faiblesse anormale des vents d'ouest à l'équateur, en lien probable avec une phase positive du dipôle de l'océan Indien tel que décrit en section 3.3.1 au travers des corrélations. Ces éléments sont des conditions plutôt favorables aux précipitations au-dessus de l'Afrique de l'Est et donc à un DSP précoce. Même si la persistance du signal reste faible, l'intensité du vent zonal de basses couches pourra être retenue comme un élément dynamique accompagnant l'installation précoce des short rains.

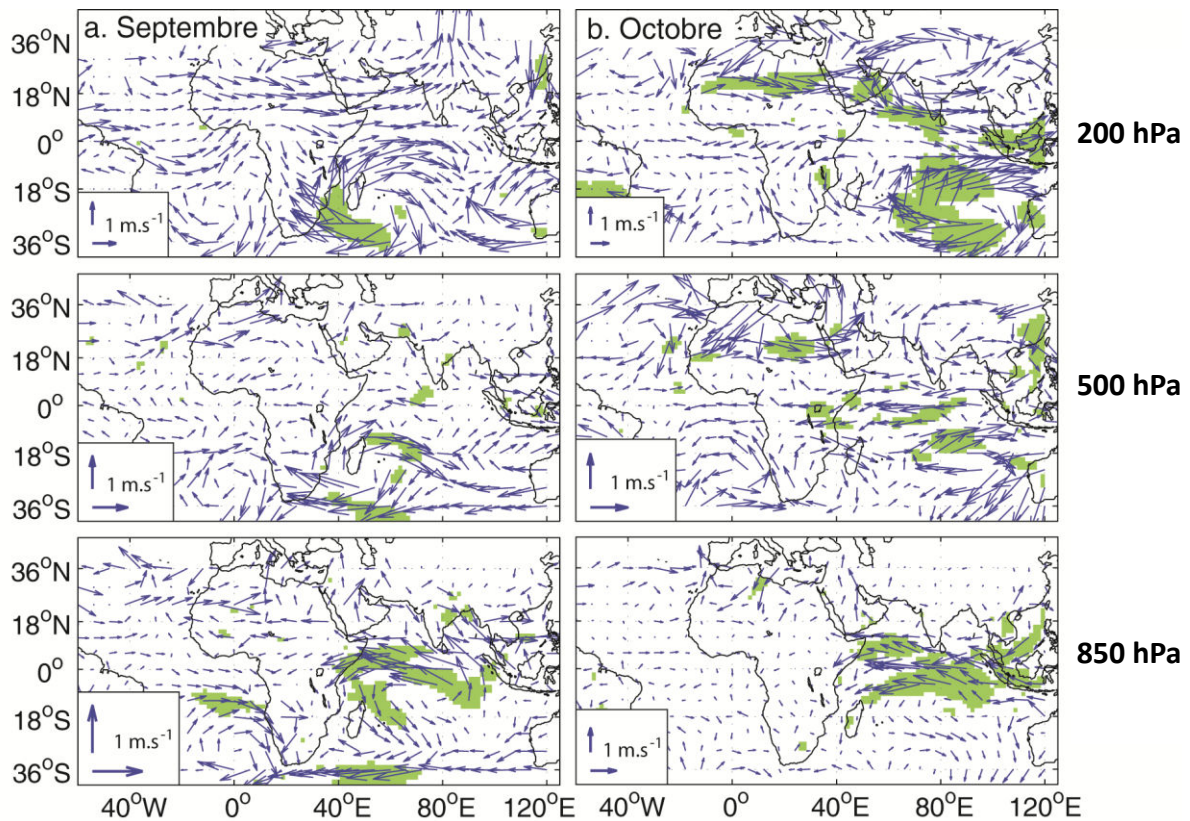


Figure 3.7 : Composites associées aux démarrages précoces des short rains sur la période 1961-2001. En bleu sont représentées les anomalies de vents, les aplats verts correspondent aux anomalies significatives (test de Student 95 %) sur les composantes zonales et méridiennes du vent. 157

- Les autres variables : Tsurf, W500, Z850, Z500 et Z200

Les composites laissent transparaître quelques anomalies négatives de vitesse verticale à 500 hPa à proximité de la région. Elles matérialisent des mouvements d'air ascendants renforcés, donc plutôt favorables à des conditions humides, ce qui est cohérent avec des DSP précoces. Toutefois, ce signal reste d'une importance modérée car il n'apparaît que faiblement en octobre et se renforce au cours de la saison (non montré). Les composites réalisées à partir du géopotentiel montrent très peu d'anomalies au cours des mois de septembre et octobre. La seule anomalie intéressante est visible durant le mois d'octobre au centre de l'océan Indien (60°E-90°E / 7°S-15°S) et témoigne de l'intensification de l'anticyclone des Mascareignes qui coïncide avec la mise en place des vents d'est équatoriaux (non montré).

b) DSP tardifs

Aucun signal significatif susceptible d'impacter la pluviométrie en Afrique de l'Est ne transparaît au cours du mois de septembre. Le mois d'octobre met en évidence, dans les basses couches, des anomalies à composante sud-sud-est significatives au large de

Madagascar, puis à composante ouest à sud-ouest en mer d'Arabie dans les basses couches (Fig. 3.8a - 850 hPa). Ce signal, qui se retrouve en partie au cours du mois de novembre (Fig. 3.8b - 850 hPa), correspond à un renforcement des alizés dans l'hémisphère sud, ainsi que de la mousson indienne dans l'hémisphère nord. Il peut être interprété comme le maintien tardif, en fin d'été, du système de mousson, synonyme de divergence et de subsidence sur l'Afrique de l'Est. Ce sont des conditions pouvant prolonger la saison sèche d'été boréal au-dessus de la région et donc contribuer au retard de la saison des pluies. Il sera pertinent dans la suite du travail de définir un indice qui documente le comportement de ces flux lors de la construction de modèles explicatifs de la variabilité interannuelle

Ile des DSP des short rains.

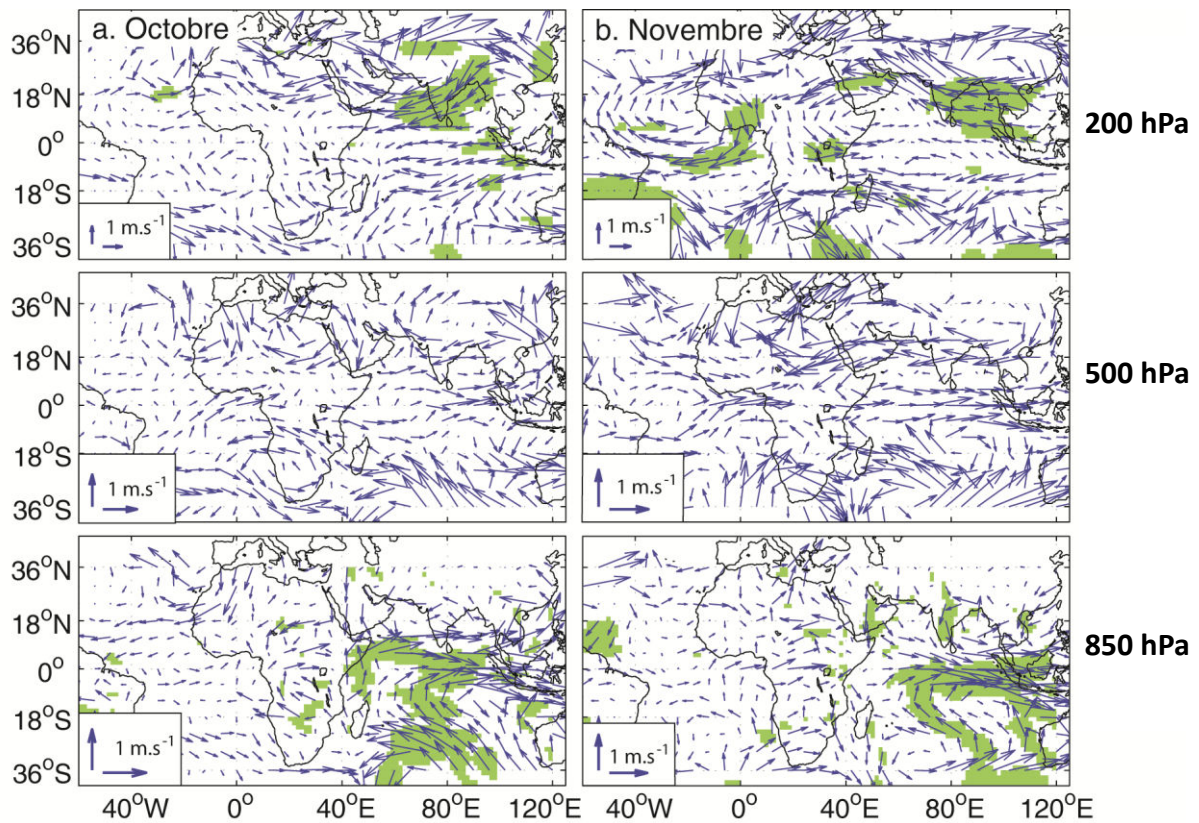


Figure 3.8 : Composites associées aux démarrages tardifs des short rains sur la période 1961-2001. En bleu sont représentées les anomalies de vents, les aplats verts correspondent aux anomalies significatives (test de Student 95 %) sur les composantes zonales et méridiennes du vent.

- Les autres variables : Tsurf, W500, Z850, Z500 et Z200

Très peu d'anomalies significatives sont visibles dans les composites de vitesse verticale à 500 hPa, de températures de surface et d'altitude géopotentielle (non montré).

3.3.2.2 – FSP

Dans la dynamique atmosphérique moyenne, la fin des short rains correspond, dans l'hémisphère sud, à un affaiblissement des flux de sud-est (Fig. 1.21, chapitre 1), et inversement dans l'hémisphère nord au renforcement des flux de nord-est issus de l'anticyclone indo-arabique. La cellule zonale au-dessus de l'océan Indien équatorial est toujours visible mais elle tend à perdre en intensité pour finalement disparaître dans les derniers jours de décembre. Les dates de fin ont été discrétisées en trois catégories (terciles) selon le caractère précoce, normal ou tardif de la saison (Tab. 3.12).

Tableau 3.12 : Discrétisation en terciles des short rains de la période 1961-2001 en fonction des caractéristiques de précocité du FSP.

PRÉCOCE	NORMAL	TARDIF
1966, 1970, 1973, 1974, 1975, 1976, 1979, 1980, 1981, 1983, 1991, 1996, 1998, 2001	1962, 1964, 1965, 1967, 1982, 1984, 1985, 1987, 1990, 1993, 1994, 1995, 1999	1961, 1963, 1968, 1969, 1971, 1972, 1977, 1978, 1986, 1988, 1989, 1992, 1997, 2000

a) FSP précoces

Les composites associées aux FSP précoces des short rains présentent des signaux dans les champs de vents facilement rattachables aux pluies de la région (Fig. 3.9). En novembre (Fig. 3.9a), ces signaux significatifs correspondent à de fortes anomalies d'ouest dans les basses couches, localisées sur une grande partie de l'océan Indien et plus spécifiquement dans sa partie nord. Ces anomalies, soutenues par des flux de nord au-dessus de la péninsule arabique et d'est-sud-est dans l'hémisphère sud (Fig. 3.9a - 850 hPa) s'opposent à des anomalies d'est à 200 hPa qui sont elles aussi localisées sur l'ensemble du bassin Indien (Fig. 3.9a - 200 hPa). Cette configuration suggère un fonctionnement anormal de la cellule zonale de circulation de l'océan Indien, normalement en place en cette saison, impliquant une diminution de l'apport d'humidité et des ascendances au-dessus de l'Afrique de l'Est, contribuant à un possible arrêt précoce des pluies. Ce résultat est en accord avec les covariations, mises en exergue dans la section 3.3.1.2, entre FSP et le DMI. De plus, les hautes couches montrent des anomalies d'ouest qui s'étendent du bassin congolais aux côtes kenyanes qui, en combinaison avec les anomalies d'est sur l'océan Indien, créent une zone de convergence à proximité des côtes est-africaines (Fig. 3.9a - 200 hPa). Cette convergence d'altitude, plutôt favorable à la subsidence de l'air, contribue à expliquer l'arrêt précoce des

pluies. Les signaux mis en évidence au cours du mois de novembre persistent en décembre mais perdent en intensité et deviennent moins significatifs (Fig. 3.9b).

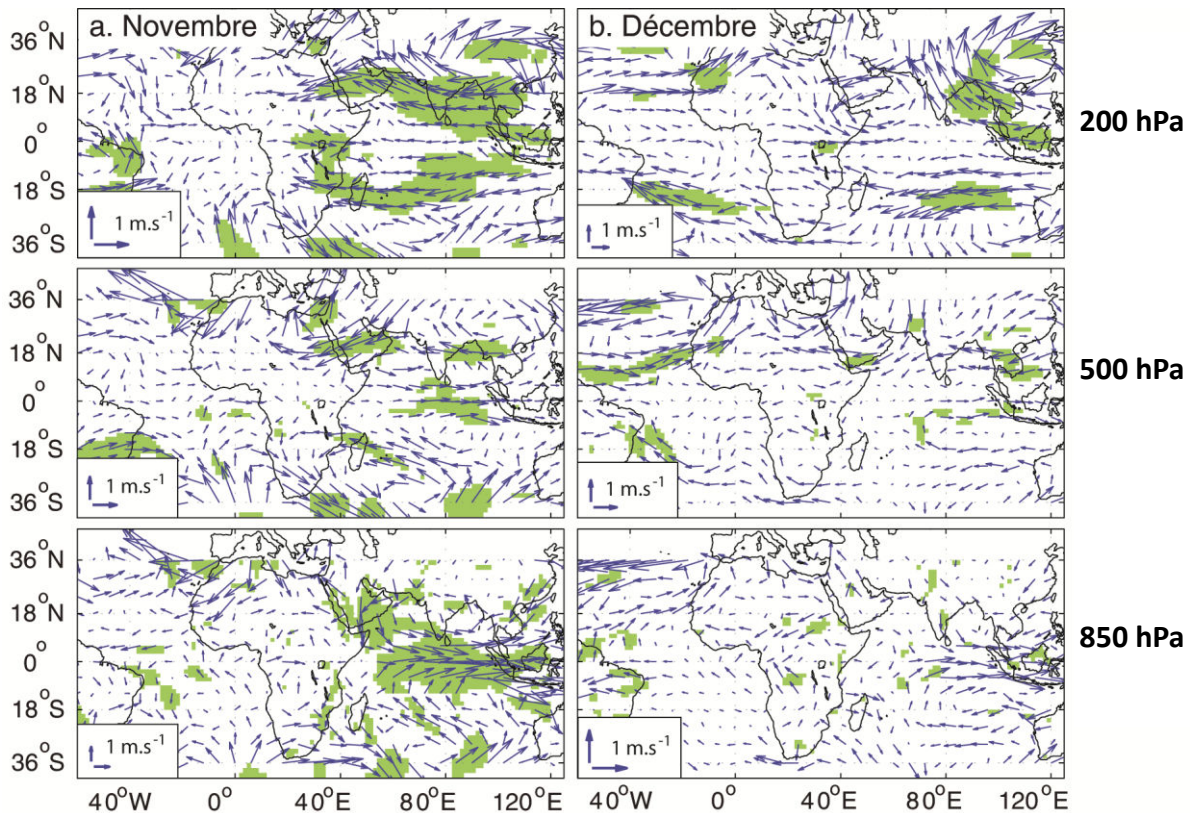


Figure 3.9 : Composites associées aux fins précoces des short rains sur la période 1961-2001. En bleu sont représentées les anomalies de vents, les aplats verts correspondent aux anomalies significatives (test de Student 95 %) sur les composantes zonales et méridiennes du vent.

- Les autres variables : Tsurf, W500, Z850, Z500 et Z200

W500 montre des anomalies significatives le long des côtes est-africaines qui s'étalent du canal du Mozambique jusqu'à la corne africaine (non montré), mais le signal reste bruité en novembre. En décembre il se réduit aux côtes kenyanes et somaliennes (non montré), avec des valeurs positives soulignant des mouvements d'air anormalement subsidents. Cette configuration est défavorable aux précipitations et donc favorable à une fin précoce de la saison des pluies.

b) FSP tardifs

Les configurations d'anomalies qui sont associées aux FSP tardifs sont l'inverse des configurations décrites précédemment pour les FSP précoces. Le signal principal est relatif à

l'activité de la circulation cellulaire zonale au-dessus de l'océan Indien (Fig. 3.10). Cela se traduit par la présence de fortes anomalies d'est (d'ouest) dans les basses (hautes) couches atmosphériques localisées de part et d'autre de l'équateur. Ce signal apparaît plus significatif lors du mois de décembre (Fig. 3.10a).

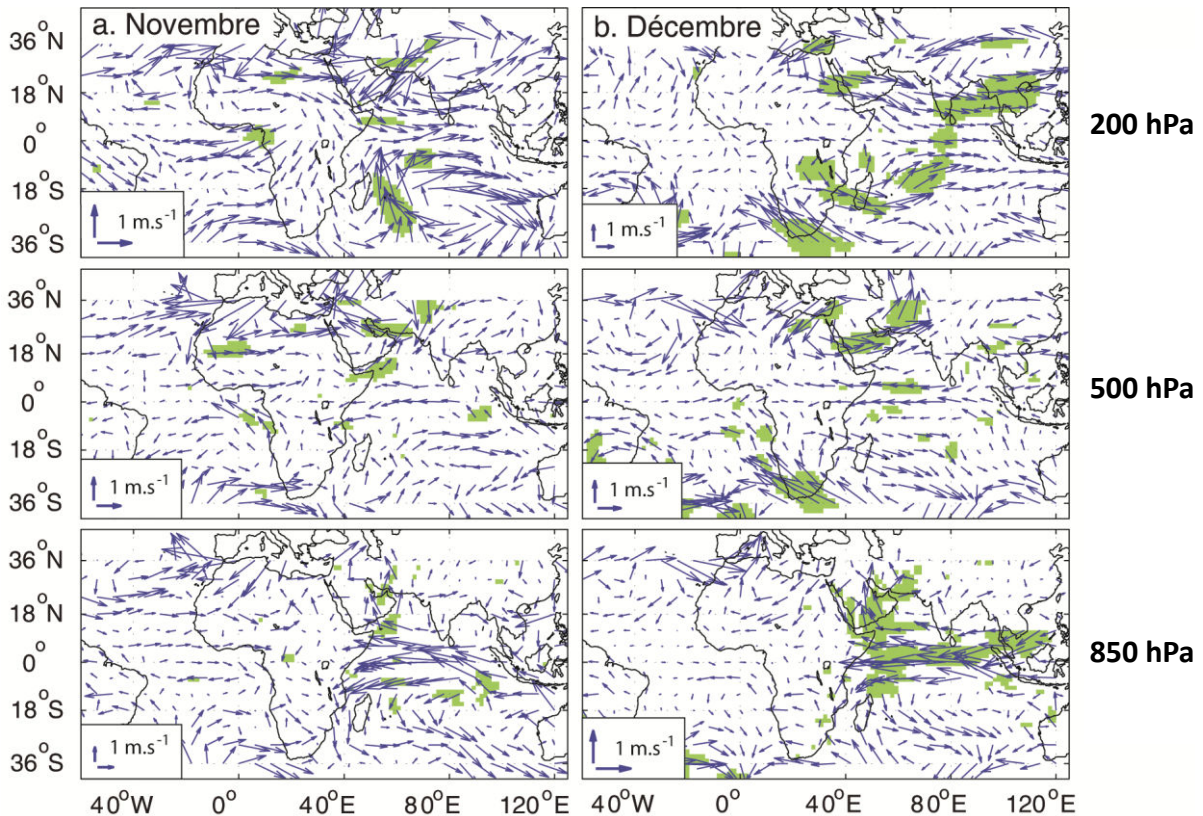


Figure 3.10 : Composites associées aux fins tardives des short rains sur la période 1961-2001. En bleu sont représentées les anomalies de vents, les aplats verts correspondent aux anomalies significatives (test de Student 95 %) sur les composantes zonales et méridiennes du vent.

- Les autres variables : Tsurf, W500, Z850, Z500 et Z200

Une nouvelle fois, W500 est la variable qui présente les anomalies les plus significatives en lien avec la pluviométrie de la région. Il s'agit d'anomalies négatives mais qui sont relativement faibles et qui apparaissent seulement au cours du mois de décembre (non montré). Elles décrivent des ascendances anormalement développées au-dessus de la région, synonymes d'instabilité et donc de prolongement des pluies. Les composites réalisées sur les autres champs analysés ne font ressortir aucun signal intéressant pour expliquer le développement de FSP tardifs.

3.4 – Synthèse de chapitre

Ce chapitre 3 consacré à l'identification et la compréhension des téléconnexions existantes entre la variabilité interannuelle des DIS (DSP, FSP, CUM et NJP) et celle des principaux champs climatiques observés (TSO, vent zonal et méridien, altitude géopotentielle, vitesse verticale à 500 hPa) a permis de mettre à jour deux groupes de résultats.

En premier lieu, des liens significatifs sont observés entre la variabilité de certains modes océano-atmosphériques connus et la variabilité des DIS sur la période 1961-2001, mais ces relations sont plus fortes pour les short rains que pour les long rains, ce qui va dans le sens de ce qui est suggéré par la littérature.

- Les descripteurs pluviométriques des long rains montrent une relation avec les *TSO du Pacifique est (indices Niño 1.2 et Niño 4)*. L'activité océano-atmosphérique du bassin atlantique est également reliée aux DIS des long rains par le biais de modulations de la NAO. Ces liens statistiques restent néanmoins *modérés puisqu'ils expliquent moins de 20 % de la variance des DIS*. Enfin, avec *près de 25 % de variance expliquée, les gradients zonaux de TSO de l'océan indien (DMI) modulent la date de fin des long rains*.
- Les descripteurs pluviométriques des short rains présentent tous une relation avec *les indices décrivant l'ENSO (entre 16 et 25 % de variance expliquée)*. Les DSP qui sont d'avantages *lié au Niño 3.4, ont tendance à être plus précoces lors des phases positives d'El Niño ; c'est l'inverse pour les FSP*. La variabilité des DIS *paraît également fortement tributaire des gradients de TSO dans l'océan Indien*. Un DMI en phase positive (négative) favorise les DSP précoces (tardifs) et les FSP plutôt tardives (précoces).

En second lieu, des configurations atmosphériques cohérentes, mais inégalement significatives, sont associées aux démarrages et aux fins de saison des pluies. Ces configurations s'opposent selon que DSP et FSP sont précoces ou tardifs.

- La variabilité interannuelle des DSP et FSP des long rains est principalement rattachée aux variations des circulations méridiennes, notamment rattachées au

flux de mousson indienne. Lorsque les anomalies soulignent un renforcement du flux de nord-est au-dessus de la mer d'Oman alors le développement de conditions sèches au-dessus de l'Afrique de l'est (DSP tardifs et FSP précoces) est favorisé et inversement lorsque ces anomalies viennent affaiblir ce flux, alors la situation est favorable au maintien/développement de conditions humides (DSP précoces et FSP tardives). D'autres signaux jouent un rôle plus dans la structuration de la variabilité de ces descripteurs mais méritent tout de même d'être signalé comme le développement d'anomalies d'ouest sur le bassin congolais à 850 hPa permettant une possible advection d'humidité vers la région et la mise en place, d'une dynamique de flux de basses couches opposés aux hautes couches au-dessus de l'océan indien (sans pour autant parler de circulation cellulaire zonale).

- La variabilité interannuelle des DSP et FSP des short rains est décrite par des configurations atmosphériques cohérentes, essentiellement contrôlées par les modulations de la circulation zonale de type Walker au-dessus de l'océan Indien. Un affaiblissement (renforcement) de cette circulation favorise le développement/maintien de conditions humides (sèches) au-dessus de la région qui contribuent à une installation précoce (tardive) des pluies en début de saison et un prolongement (arrêt précoce) de la saison.

CHAPITRE 4

PREVISIBILITE DES DESCRIPTEURS INTRA SAISONNIERS A PARTIR DE SIMULATIONS NUMERIQUES ECHAM 4.5

Ce chapitre a pour objectif de regarder si les sorties d'un modèle numérique peuvent être utilisées pour « prévoir » les DIS. Pour ce faire, deux types de sorties sont considérées : les pluies quotidiennes du modèle ECHAM 4.5 et la dynamique atmosphérique du même modèle.

Dans un premier temps il s'agit d'explorer le potentiel du MCGA ECHAM 4.5 à reproduire et prévoir les DIS à partir des précipitations simulées par le modèle. Pour ce faire, une étude diagnostique des pluies d'ECHAM 4.5 est réalisée, en les comparant avec celles observées, en particulier du point de vue de la reproduction des DIS. Une calibration des pluies simulées est effectuée afin de corriger les éventuels biais systématiques du modèle.

Dans un second temps, le travail consiste à appréhender la prévision des DIS clés (DSP et FSP) pour les long rains et les short rains 1961-2001 à deux échelles spatiales imbriquées (régionale et locale). Les prévisions se feront selon une approche statistico-dynamique qui consiste à traiter les simulations numériques de la dynamique atmosphérique produites par le modèle ECHAM 4.5 en les reliant aux pluies observées en Afrique de l'Est à l'aide de méthodes statistiques d'analyse multivariée (régression multiple pour l'échelle régionale et analyse des corrélations canoniques pour l'échelle locale). Cette approche suppose un diagnostic préalable de la performance d'ECHAM 4.5 pour reproduire la dynamique atmosphérique.

4.1 – Prévisibilité des DIS à partir des précipitations quotidiennes simulées par ECHAM 4.5

4.1.1 – Diagnostic des précipitations simulées brutes

Les simulations quotidiennes réalisées avec ECHAM.45 peuvent être distinguées en 2 catégories selon la nature du forçage appliqué au GCM (chapitre 2 pour les détails) :

- un ensemble de 24 simulations forcées par des TSO observées qui couvrent la période 1961-2001. Cet ensemble de simulations est utilisé pour vérifier la capacité du modèle à reproduire les pluies quotidiennes en lui appliquant un forçage aux limites parfait.
- un ensemble de 24 simulations basées sur des TSO prévues selon la méthode des ‘analogues’. Cet ensemble de simulations est utilisé pour vérifier la capacité du modèle à prévoir les pluies quotidiennes à partir d'un forçage imparfait puisque non strictement conforme aux observations. Il couvre la période 1961-2001 pour les 2 saisons des pluies. Les simulations ont été lancées tous les mois et on récupère des simulations faite au 1^{er} janvier 1961 pour l'estimation des pluies quotidiennes des long rains et au 1^{er} aout 1961 pour la saison des ‘short rains’. Les autres ensembles de simulations forcés par des TSO prévues qui ont été décrites dans le chapitre 1 ne sont pas utilisée dans les sections 4.1 et 4.2 inhérent au chapitre 4.

4.1.1.1 - Cycle saisonnier moyen des précipitations (1961 – 2001)

La figure 4.1 représente le cycle saisonnier moyen des précipitations (1961 – 2001) pour la région Kenya – nord Tanzanie. Ce cycle est calculé comme la moyenne des 12 points de grille documentant la région d'étude.

Le modèle présente de légères difficultés à retranscrire clairement la répartition bimodale des précipitations observée sur la région. En effet si l'alternance entre saisons sèches et pluvieuses semble convenablement reproduite, il apparait clairement que le modèle sous-estime systématiquement les quantités précipitées sur les mois les plus arrosés. Cette sous-estimation dépasse les 2 mm.jour⁻¹ au cœur des long rains et moitié moins au cœur des short rains.

A l'inverse, le modèle a des difficultés à reproduire correctement les faibles pluies des saisons sèches. Les mois de janvier-février montrent une sur-estimation systématique des

quantités précipitées de l'ordre de 1 mm.jour^{-1} . Le constat reste le même pour la période JAS puisque ECHAM 4.5 produit d'avantage de pluie qu'il y en a réellement. Cette sur-estimation oscillant autour de 1 mm.jour^{-1} se poursuit au cours du mois d'octobre, période de démarrage des short rains.

La sous-estimation des précipitations au cours des saisons des pluies combinée à la sur-estimation des quantités au cours des saisons sèches atténue fortement le signal des Short Rains, la moins abondante des deux saisons des pluies. On peut anticiper qu'il sera difficile de calculer une date de démarrage et de fin pour cette saison, et d'extraire les descripteurs intrasaisonniers directement à partir des pluies simulées par ECHAM 4.5 pour cette saison.

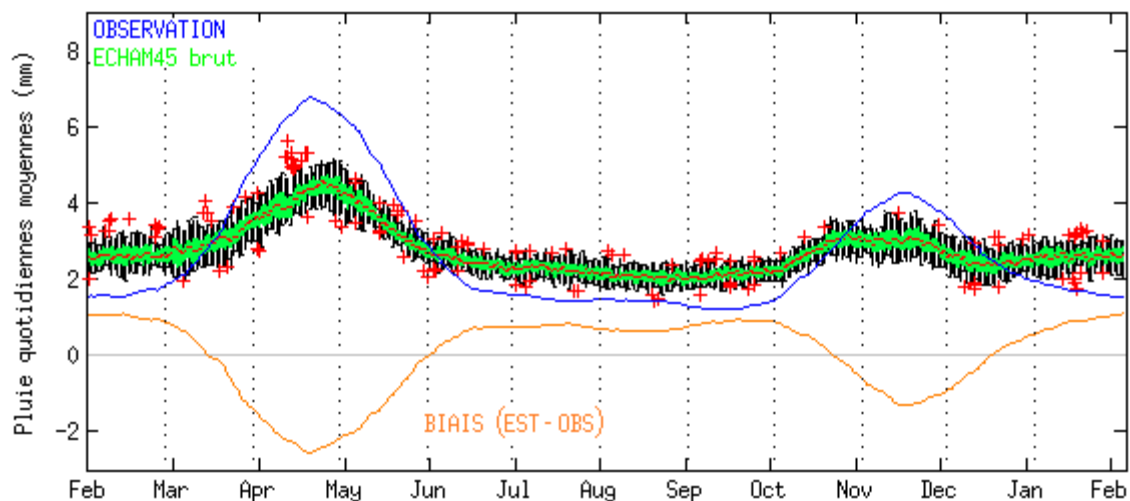


Figure 4.1 : Cycle saisonnier moyen des précipitations de la période 1961 – 2001 pour la région Kenya – nord Tanzanie. La ligne rouge discontinue est la moyenne des 12 points de grilles et 24 runs des pluies simulées par ECHAM 4.5. En bleu apparaît la moyenne des précipitations observées dans les 53 stations et le spectre vert (boîtes à moustache) souligne la dispersion entre les précipitations simulées par les 24 runs. La ligne continue orange représente le biais moyen entre les pluies simulées et observées.

Le constat reste le même en considérant non plus la moyenne des points de grille, mais chacun d'entre eux au sein de l'espace Est Africain. Le cycle annuel moyen simulé est systématiquement confronté au cycle annuel moyen observé, ce dernier correspondant à la moyenne des précipitations des stations comprises dans le point de grille considéré (Fig. 4.2). Les résultats présentés ici ont été obtenus à partir de l'ensemble des simulations forcées par des TSO prévues à partir des analogues. Toutefois, il faut garder à l'esprit en comparant observations et simulations que pour les différents points de grille, les cycles observés ne sont pas obtenus à partir d'un même nombre de stations et que celles-ci ne sont par ailleurs pas

distribuées de façon équivalente au sein des points de grille. De plus, le cycle moyen simulé est obtenu en assemblant 2 simulations distinctes (une pour chaque saison), donc initialisées à des moments différents d'où les légères discontinuités constatées.

Les capacités du modèle à reproduire la saisonnalité moyenne des précipitations sont inégales d'un point de grille à l'autre (Fig. 4.2), et illustrées numériquement par les coefficients de corrélation donnés dans les coins supérieurs droits des points de grille. Le modèle apparaît plus habile à reproduire les pluies quotidiennes dans les zones sub-humides de l'ouest (avec $r=0.69$, 0.50 et 0.61) et du centre ($r=0.57$) que dans les espaces semi-arides du nord et nord-est du Kenya avec des corrélations en dessous de 0.50 . Avec des valeurs comprises entre 0.30 et 0.37 , il semblerait également que le modèle ait des difficultés à reproduire le régime côtier.

Deux choses ne sont pas forcément bien traduites par les corrélations : le modèle se trompe parfois dans les rythmes (pas de bimodalité par exemple au nord de la Tanzanie) ou bien il se trompe dans les régimes en simulant trop ou pas assez de pluies comme dans le nord-ouest, ou sur la côte où la sous-estimation des précipitations écrase la bimodalité en faisant disparaître les short rains.

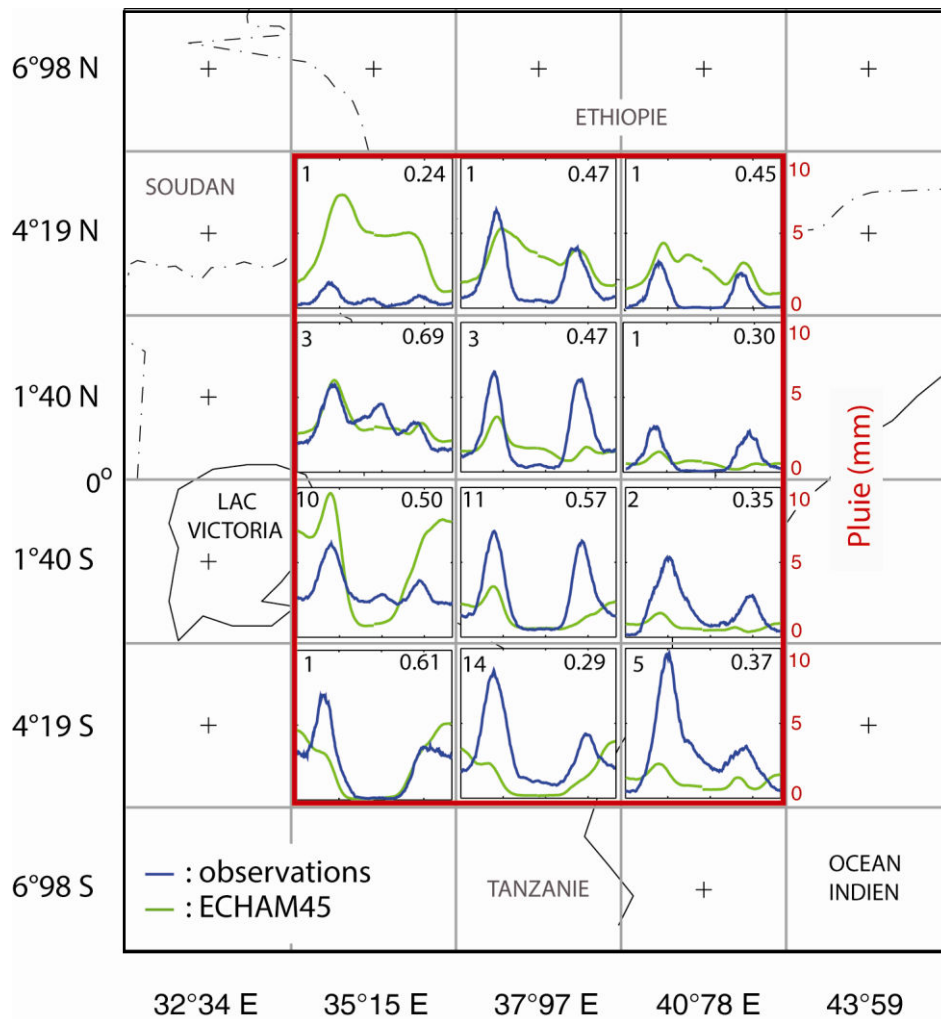


Figure 4.2 : Répartition annuelle moyenne des précipitations observées (ligne bleue) et estimées par ECHAM 4.5 (ligne verte). Le nombre de station (observation) dans le point de grille est indiqué dans le coin haut à gauche et la corrélation entre les pluies observées et estimées dans le coin haut à droite.

4.1.1.2 - Capacités d'ECHAM 4.5 à reproduire les pluies quotidiennes Est Africaines.

Généralement les GCM surestiment les jours de pluies et sous-estiment les intensités quotidiennes (Goddard et al, 2001). Pour évaluer ce point, une comparaison a été effectuée entre la distribution de pluies simulées par ECHAM 4.5 sur les points de grilles qui recouvrent la région d'étude et la distribution des pluies enregistrées dans les 53 stations. Elle montre sans grande surprise que le nombre de jours de pluies est bien surestimé et les intensités sous-estimées (non montré). Le second point vérifié concerne la longueur des séquences pluvieuses intra saisonnières. Les séquences pluvieuses sont importantes car elles

sont un élément clé dans les définitions agro-climatiques utilisées pour calculer les DSP et FSP.

La figure 4.3 présente la distribution moyenne mensuelle des longueurs de séquences pluvieuses produite par le modèle ECHAM 4.5 (moyenne des 24 simulations, 41 années et 12 points de grille) et dans l'observation (moyenne des 53 stations et 41 années) en excluant le cœur de la saison sèche d'été boréal.

Quel que soit le mois considéré, le modèle produit systématiquement moins de jours de pluie isolés et de courtes séquences pluvieuses que dans l'observation. A l'inverse, le modèle beaucoup plus de longues séquences pluvieuses (> 7 jours).

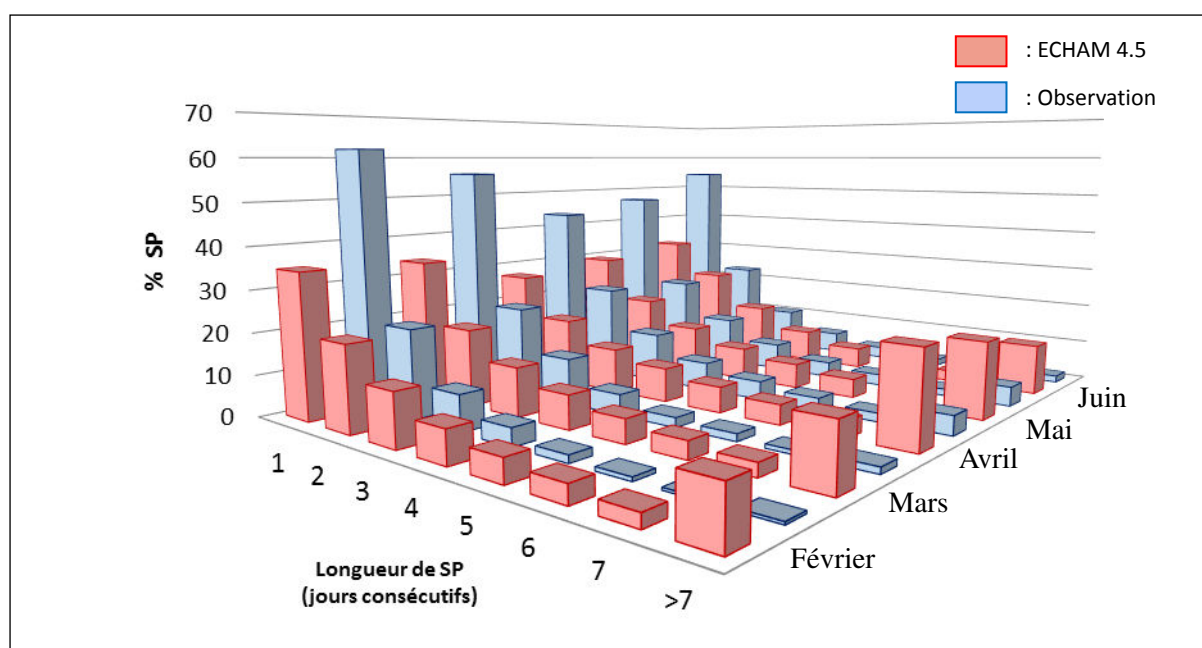


Figure 4.3 : Distribution moyenne des longueurs de séquences pluvieuses (SP) dans les pluies observées (bleu) et simulées par ECHAM 4.5 (rouge) pour les mois de février à juin.

La surestimation des jours de pluies dans le modèle conduit à une surestimation de la longueur des séquences pluvieuses. Il est donc difficilement envisageable de calculer les DSP et FSP ni aucun DIS à partir des précipitations brutes issues du GCM ECHAM 4.5. Afin d'améliorer les séries de pluies estimées, une correction va être effectuée. Elle portera sur les 2 éléments majeurs qui sont mal considérés par le modèle : la fréquence et l'intensité des pluies quotidiennes.

4.1.2 – Diagnostic des DIS calculés à partir des pluies calibrées

4.1.2.1 – Calibration des précipitations simulées par ECHAM 4.5

La méthode consiste à corriger les biais sur les précipitations quotidiennes simulées par le modèle en intervenant sur les deux paramètres qu'il reproduit mal, c'est à dire l'occurrence des jours de pluies et les quantités quotidiennes moyennes (Ines et Hansen, 2006 ; Moron et al., 2007, 2009). Pour cela, une double correction des biais est appliquée sur les séries de pluies stationnelles simulées (chaque station s'est vue attribuer les séries pluviométriques du point de grille dans lequel elle se trouve). Pour chacune des stations, et chaque année de la période 1961-2001 :

- la fréquence simulée du nombre de jours de pluie (≥ 1 mm) est redimensionnée afin de correspondre à la fréquence du nombre de jours de pluie observé. Pour cela un seuil est calculé à partir des distributions cumulées des précipitations journalières observées et simulées. Il est égal à la quantité de précipitations journalière du modèle correspondant au percentile P, avec P la fréquence des pluies recevant moins d'un millimètre dans l'observation.
- les quantités de précipitations journalières estimées sont ensuite ajustées par un coefficient multiplicateur qui correspond au rapport entre les intensités moyennes observées (1961-2001) et celles estimées.

Afin de conservé une continuité dans la dynamique temporelle des pluies, le redimensionnement se fait sur 365 fenêtres glissantes de 31 jours. Le cycle annuel moyen corrigé est reconstruit à partir du jour central de chacune de fenêtres glissantes.

Le cycle saisonnier moyen des précipitations calibrées (Fig. 4.4) est en très bonne adéquation avec celui des pluies observées. Le travail de calibration réalisé sur des fenêtres glissantes de 31 jours a permis de recalibrer les saisons des pluies, en recentrant notamment les maximum pluviométriques fin Avril pour les long rains et mi-novembre pour les short rains. La ressemblance avec le cycle annuel observé se traduit par une bimodalité retrouvée, un calage correct des débuts et fins de chacune des saisons des pluies et des intensités journalières très satisfaisantes.

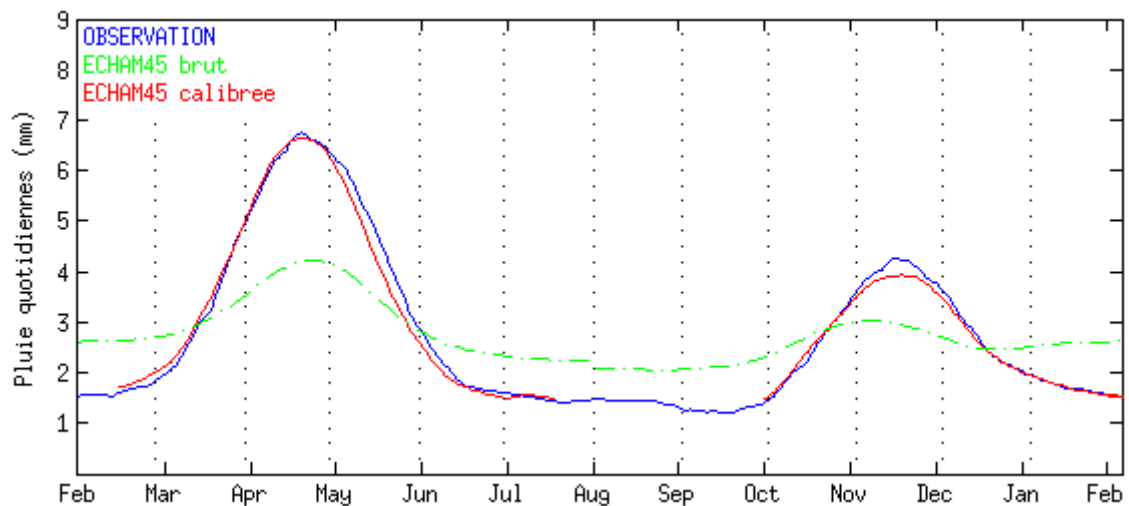


Figure 4.4 : Cycles saisonniers moyens des précipitations de la période 1961 – 2001 pour la région Kenya – nord Tanzanie. En bleu apparait la moyenne des précipitations observées et en rouge la moyenne des précipitations simulées puis calibrées issues du modèle ECHAM 4.5. La ligne verte pointillée matérialise les précipitations annuelles moyennes simulées (24 simulations) et non calibrées.

4.1.2.2 – Qualité des DIS calculés à partir des pluies calibrées ECHAM 4.5

Il s'agit à présent d'utiliser les pluies calibrées du modèle pour calculer les dix DIS décrits dans le chapitre 2, à partir de la même définition agroclimatique (section 2.1.2.2) que pour les pluies observées. Le principal intérêt de cette opération est de vérifier la capacité du GCM à reproduire les caractéristiques des saisons des pluies sur la région d'étude. On cherchera en particulier à répondre à la question suivante : les DIS calculés à partir des précipitations quotidiennes simulées par le modèle ECHAM 4.5 présentent-ils une variabilité interannuelle en adéquation avec les DIS calculés à partir des pluies observées ?

L'analyse mise en œuvre pour répondre à cette interrogation est basée sur la comparaison des séries de DIS observés et simulés à partir d'un calcul de corrélation linéaire sur de la période 1961-2001. Les corrélations sont calculées pour chacune des stations puis moyennées. La dispersion inter annuelle des séries de DIS est matérialisée par des valeurs d'écart-types qui correspondent à la moyenne des écart-types des 53 stations pour chacun des DIS de la période 1961-2001.

a) Les DIS calculés pour les long rains

Quantification et structuration spatiale des biais

Les biais des différents DIS sont retranscrits à travers une série de boîtes à moustache (Le Guen, 2001) présentées en figure 4.5. Le démarrage de saison produit par ECHAM 4.5 accuse un biais médian positif élevé (20 jours) qui s'interprète comme un retard dans le démarrage des long rains simulés. A l'inverse, la fin de saison affiche un biais médian légèrement négatif (5 jours) qui montre la tendance générale du modèle à faire stopper trop tôt les pluies saisonnières de printemps boréal. Ces 2 éléments combinés tendent à pointer les prédispositions du modèle ECHAM 4.5 à raccourcir les saisons des long rains. De plus, l'écartement des limites hautes et basses des boîtes à moustache s'interprète comme l'existence d'une dispersion entre stations, ce qui signifie que le modèle engendre des biais géographiquement contrastés et que ses performances sur la région sont, a priori, hétérogènes.

Les trois descripteurs qui sont le cumul saisonnier (CUM), le nombre de jours pluvieux (NJP) et l'intensité quotidienne (INT) décrivent des biais moyens proches de 0. Ceci n'est pas surprenant dans la mesure où la calibration des pluies brutes issues du modèle a été réalisée à partir des intensités quotidiennes moyennes et du nombre de jours de pluie présents dans l'observation. Comme pour DSP et FSP, CUM et NJP arborent une importante dispersion entre stations. Ceci se matérialise par une amplitude proche de 200 mm pour le cumul saisonnier et supérieure à 20 jours pour le nombre de jours pluvieux. CUM et INT présentent plusieurs valeurs extrêmes montrant de ce fait le caractère atypique de certaines stations en termes d'intensité quotidienne notamment.

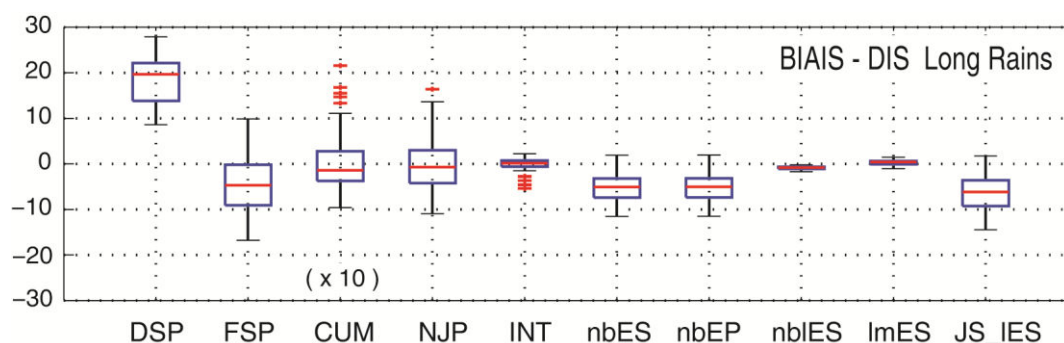


Figure 4.5 : Biais (a) des descripteurs intra saisonniers des long rains 1961-2001. Les traits horizontaux indiquent, en rouge les biais médians, en bleu le premier quartile (inférieur) et le troisième quartile (supérieur) et en noir les limites hautes et basses de la distribution. Les croix rouges matérialisent les valeurs extrêmes. DSP et FSP sont exprimés en jours juliens, CUM en dixième de mm, NJP en nombre de jours, INT en mm. jour⁻¹, nbES/nbEP/nbIES/JS_IES en nombre d'événements et lmES en jours.

La projection des biais pour DSP sur une carte (Fig. 4.6a) met en évidence la différence nette entre les biais faibles (autour de + 10 jours) rencontrés dans les stations côtières de l'est ou les stations de l'ouest, et les biais importants du reste du territoire.

Les biais pour FSP (Fig. 4.6b) sont différents : le modèle oppose des biais positifs le long de la côte Kenyane, dans les plaines arides de l'est du territoire ainsi que dans les stations de l'ouest (ces biais ne dépassent toutefois pas les 10 jours et soulignent que le modèle a tendance à retarder légèrement la fin de saison dans ces régions), à des biais négatifs qui témoignent donc d'une FSP trop précoce, et localisés dans le centre du pays, dans les hautes terres Tanzaniennes ainsi qu'à proximité du lac Victoria. Les stations du nord présentent des biais minimes, ne dépassant pas 3 jours.

Il est nécessaire de rappeler que les autres descripteurs, et notamment ceux (CUM, NJP et INT) qui sont au cœur des analyses à venir, sont définis entre DSP et FSP. Ces deux dernières variables présentent des biais plus ou moins forts dans le modèle, qui potentiellement rejaillissent sur CUM, NJP voire même sur INT.

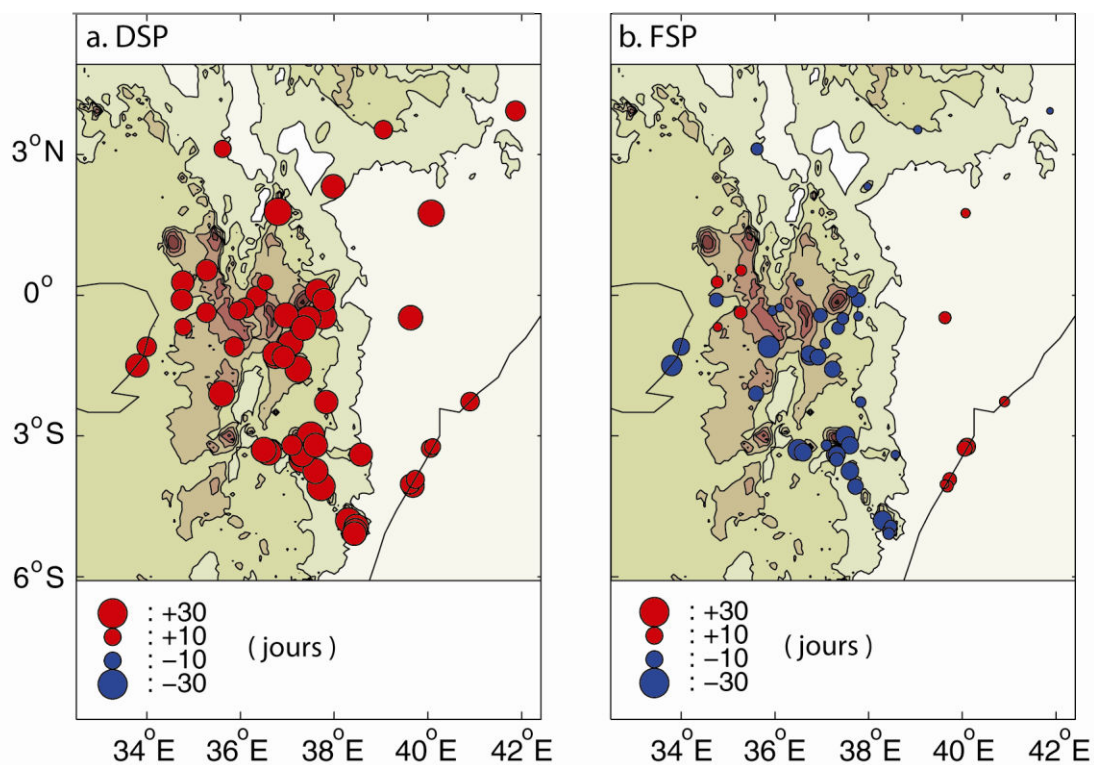


Fig. 4.6 : Répartition spatiale des biais du démarrage de saison (DSP) des long rains (a) et de la fin de saison (FSP) des long rains (b) estimés à partir des précipitations quotidiennes du GCM ECHAM 4.5.

Les descripteurs CUM (Fig. 4.7a) et NJP (Fig. 4.7b) présentent des géographies semblables qui opposent distinctement les biais positifs, symboles de surestimation des quantités de pluies / jours de pluies, aux biais négatifs décrivant eux, une sous-estimation du modèle. Dans l'ensemble, les biais négatifs (< -100 mm) sont essentiellement visibles à l'ouest et dans une majorité des stations du centre, et se retrouvent également dans les hauts reliefs tanzaniens. Les très faibles biais présents sur la côte kenyane soulignent l'habileté d'ECHAM 4.5 à reproduire le régime côtier. Les stations du nord et de l'est montrent une surestimation non négligeable (parfois > 100 mm) des quantités de pluies saisonnières.

Les biais des intensités quotidiennes (Fig. 4.7c) présentent une opposition nette entre les stations des régions arides (nord et est) ainsi qu'à proximité de la côte, et le reste du territoire. Le modèle sous-estime fortement INT dans les espaces peu arrosés du nord et de l'est, dans certaines stations exposées plutôt est - nord-est, et dans de moindres mesures, le long de la côte. Tandis que la région centre autour du mont Kenya et la région de la vallée du rift se distinguent par une surestimation très légère (< 1 mm.jour⁻¹), une surestimation plus conséquente est visible à proximité du lac Victoria et autour du mont Kilimandjaro.

Ces trois DIS sont reliés entre eux car CUM n'est autre que $NJP * INT$ (eq. 2.1, chapitre 2), ainsi les biais de cumul peuvent être expliqués par une défaillance du modèle dans la reproduction d'un des deux autres, voire des deux autres DIS. Par exemple, au sud-est de la région, les stations tanzaniennes décrivent des biais de CUM négatifs (Fig. 4.7a). Dans un même temps, ces stations montrent des biais d'INT positifs (Fig. 4.7b) et à l'inverse des biais de NJP négatifs (Fig. 4.7a). Le modèle produit moins de jours de pluie que dans l'observation ce qui, malgré des intensités plus fortes, fait diminuer les cumuls. NJP semble donc jouer un rôle plus important qu'INT dans la structuration des cumuls saisonniers ECHAM 4.5.

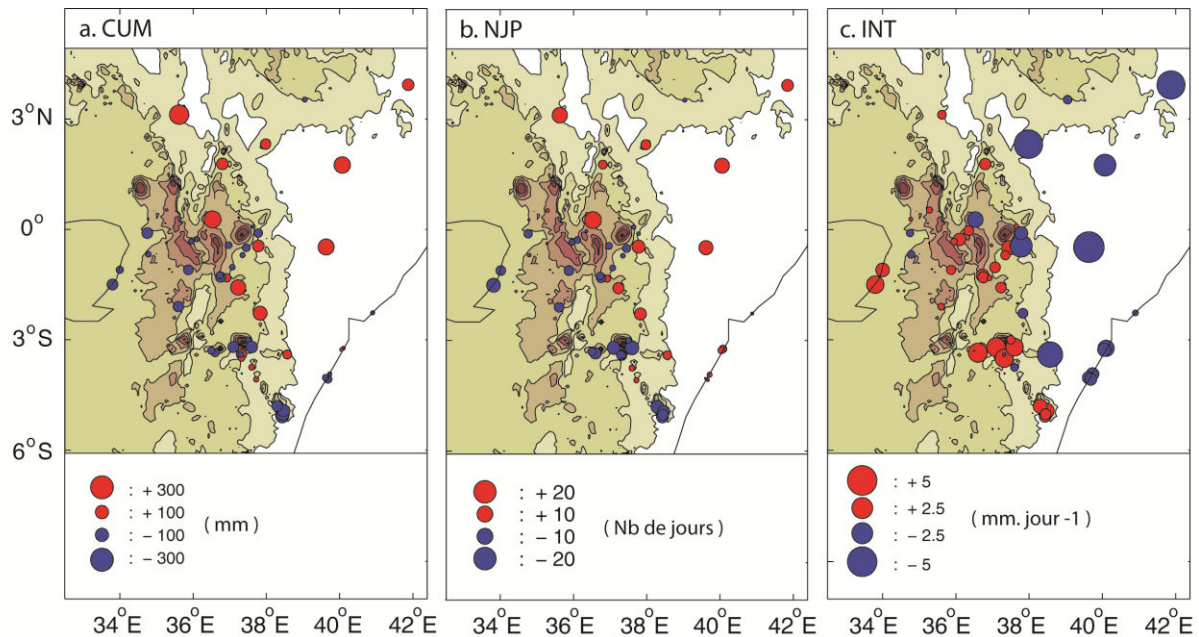


Figure. 4.7 : Répartition spatiale des biais sur le cumul saisonnier (CUM) (a), le nombre de jours de pluies (NJP) (b) et les intensités quotidiennes moyennes (INT) des long rains (c) estimées à partir des précipitations quotidiennes du GCM ECHAM 4.5.

Les variables rendant compte de la distribution temporelle des pluies au cours des long rains sont elles aussi concernées par des biais répartis de manière hétérogène dans l'espace.

Le premier descripteur choisi est le nombre moyen d'épisodes secs (nbES). Il se singularise très majoritairement par la présence de biais négatifs sur l'espace d'étude (Fig. 4.8a), témoins d'une sous-estimation du nombre d'épisodes secs. Cette sous-estimation est plus forte sur les hauts plateaux de l'ouest avec des biais pouvant atteindre et plus rarement dépasser les 10 épisodes secs. La côte montre des biais de moindre ampleur, en moyenne inférieurs à 5 épisodes.saison⁻¹. Les espaces arides du nord-ouest et de l'est du Kenya font exception en présentant des nombres d'épisodes secs supérieurs aux nombres observés.

La longueur moyenne des épisodes secs (Fig. 4.8b) au cours des long rains est une information complémentaire importante pour évaluer l'aptitude du modèle à considérer la répartition intra saisonnière des précipitations quotidiennes. S'il est avéré que le modèle a tendance à sous-estimer le nombre d'épisodes secs, en revanche il augmente leur longueur. Cette augmentation moyenne est la plus remarquable sur l'ouest du réseau avec des épisodes secs rallongés de 1,5 à 2 jours en moyenne. La surestimation de $lmES$ apparaît modérée à proximité de la côte et sur la partie tanzanienne et est encore moins marquée au centre de la région. Quelques stations aléatoirement dispersées dans l'espace présentent à l'inverse des épisodes secs trop courts par rapport à l'observation.

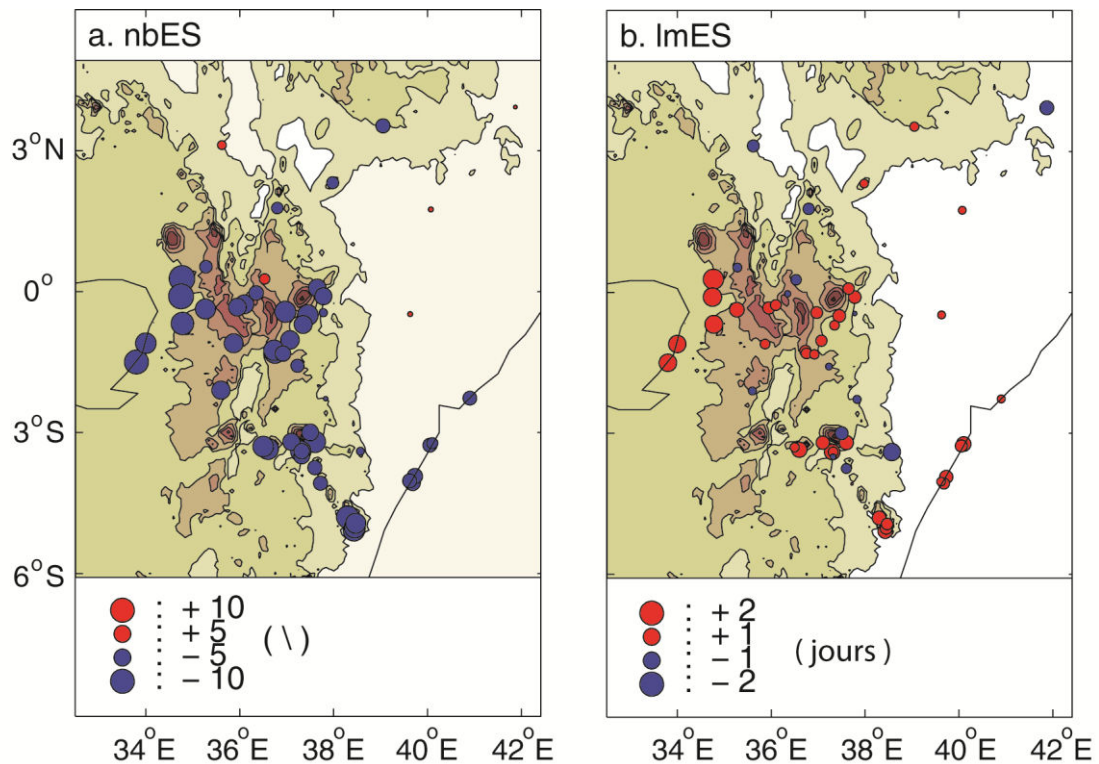


Figure 4.8 : Répartition spatiale des biais sur *le nombre d'épisodes secs (nbES)* (a) et la *longueur moyenne des épisodes secs (lmES)* des long rains (b) estimés à partir des précipitations quotidiennes du GCM ECHAM 4.5.

Le tableau 1 répertorie des scores statistiques permettant d'appréhender la variabilité inter annuelle des différents DIS calculés à partir des précipitations simulées par le modèle ECHAM 4.5. Les précipitations simulées correspondent à la moyenne d'ensemble des 24 simulations.

Variabilité interannuelle des DIS sur les long rains 1961-2001 à l'échelle régionale

Il s'agit de vérifier si les DIS calculés à partir des pluies du modèle décrivent une variabilité interannuelle comparable à celle observée sur la période 1961-2001. Cette information sera apportée par les coefficients de corrélations calculés entre les séries de valeurs de DIS estimées et observées au cours de la période 1961-2001. Des calculs d'écart-type établis sur les mêmes séries temporelles viennent compléter l'analyse en apportant une information relative à l'amplitude des variations interannuelle (dispersion entre les valeurs annuelles). Avec une valeur de 0.33, le cumul saisonnier est l'unique descripteur qui présente une corrélation significative au seuil de 95 % (Tab. 4.1). Toutefois, la relation reste faible puisqu'une corrélation de 0.33 indique qu'à peine 11 % de la variance de CUM entre 1961 et

2001 est reproduite ECHAM 4.5. Les descripteurs relatifs à l’occurrence des pluies au sein de la saison, c’est-à-dire NJP et nbES/nbEP, présentent eux aussi des corrélations significatives ($P = 90\%$) mais encore plus faibles. Les corrélations sont non significatives pour les autres DIS. Ceci illustre les réelles difficultés du modèle à reproduire des pluies intra saisonnières avec des caractéristiques interannuelles proches de la réalité. Ce dernier point compromet la prévision, à partir des pluies simulées, des caractéristiques des pluies, notamment celles dépendant d’événements ‘ponctuels’, telles que les dates de démarrage et de fin de saison.

Tableau 4.1 : Statistique descriptive de la variabilité inter annuelle des DIS. La chronologie est renseignée à partir des coefficients de corrélations calculés entre les DIS issus des précipitations calibrées ECHAM 4.5 et leurs homologues calculés à partir des pluies observées pour les long rains 1961-2001. Les corrélations significatives sont indiquées en caractères gras (seuil 95% : 0.3083) et italiques (seuil 90 % : 0.2606). Les valeurs non significatives apparaissent en gris. L’amplitude des variations est renseignée par les valeurs d’écart-types calculées à partir des séries simulées et observées sur la période 1961-2001.

	DSP	FSP	CUM	NJP	INT	nbES	nbEP	nbLES	lmES	NJP_IES
r	0.18	0	0.33	0.27	0.24	0.29	0.29	0	-0.06	-0.10
σ_{obs}	23.6	16.1	200	11.4	5.2	4.6	4.6	1.2	1.5	13.8
σ_{sim}	11	6.3	84	5	1	1	0.9	0.2	0.4	2.9
$\sigma_{obs} / \sigma_{sim}$	2.1	2.6	2.4	2.2	5.3	4.7	4.8	7.4	3.3	4.7

La figure 4.9 fournit un aperçu rapide de la variabilité interannuelle de DSP et FSP en superposant dates observées et dates obtenues à partir des pluies quotidiennes simulées par ECHAM 4.5. Les dates de démarrage observées pour les long rains 1961-2001 sont caractérisées par une date moyenne au 15 mars, un écart-type moyen dépassant les 20 jours (Tab. 4.1) et une amplitude élevée entre la date la plus précoce (22 Février 1968) et la plus tardive (16 Avril 1984). Avec une date moyenne au 2 avril, le DSP simulé accuse un retard de 16 jours par rapport à l’observation. Son écart-type moyen égal à 11 jours souligne une variabilité interannuelle 2 fois moins prononcée que pour le DSP observé (Tab 4.1).

Les long rains se caractérisent par des FSP moins variables d’une année sur l’autre que les DSP. La FSP moyenne estimée (15 mai) est très proche de la FSP observée (17 mai) mais le rapport des écart-types entre les séries FSP observées et estimées montre que la variabilité interannuelle produite par le modèle est 2,6 fois moins grande que celle observée (Tab. 4.1).

Le raccourcissement anormal de la saison dans ECHAM 4.5, déjà noté plus haut, se double d'une incapacité à reproduire correctement la variabilité inter annuelle de DSP et FSP, et notamment les années atypiques pour lesquelles la saison des long rains se démarque notablement de la normale 1961-2001. Ainsi, pour les années précoces (1968, 1979 ou 1990 par exemple) ou extrêmement tardives (1984), le modèle donne des DSP proches de la normale 1961-2001. Cette atténuation de la variabilité inter annuelle est illustrée par les valeurs d'écart-type, très faibles dans les simulations par rapport à l'observation (Tab. 4.1). A l'inverse, certaines années caractérisées par des démarrages de saison proches de la date moyenne (1974, 1999 par exemple), ECHAM 4.5 simule des saisons anormalement tardives.

Les figures montrant la variabilité interannuelle des autres DIS ne sont pas présentées car les conclusions restent, à quelques détails près les mêmes que celles faites pour DSP et FSP. Elles sont toutefois consultables en annexe 4.1.

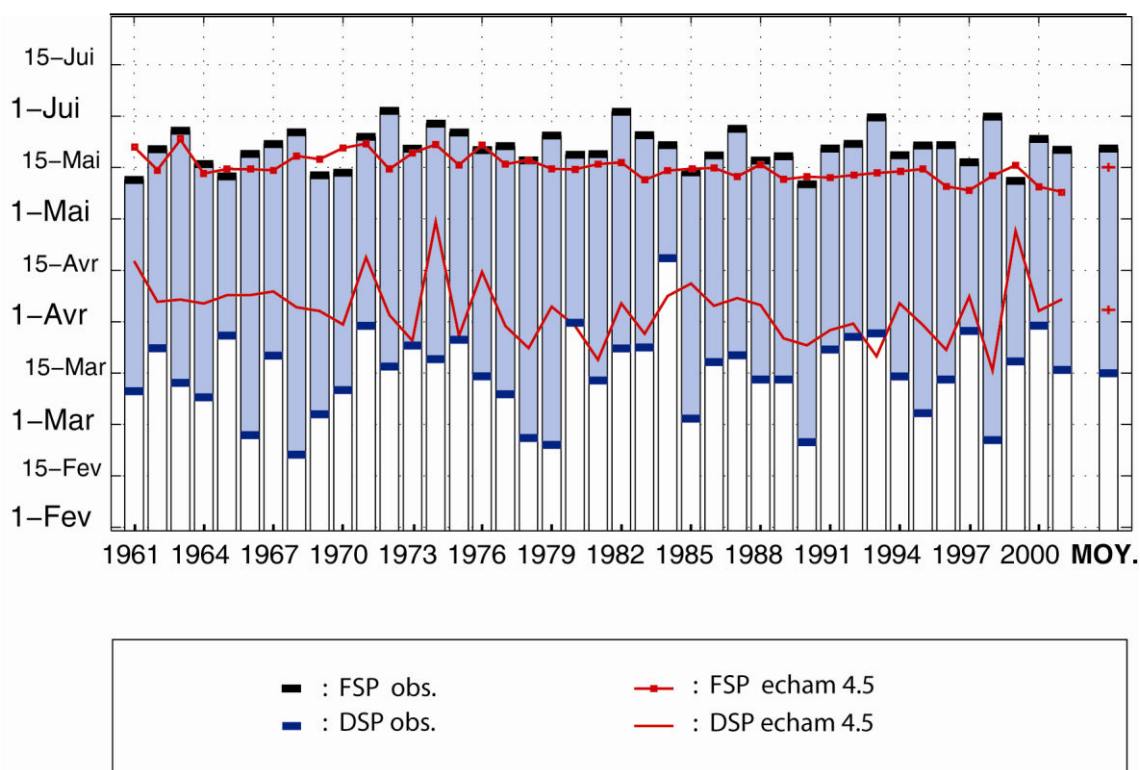


Figure 4.9 : Variabilité interannuelle de dates de DSP observées (rectangles bleus), FSP observées (rectangles noirs), DSP simulées (ligne continue rouge) et FSP simulées (ligne continue et carrés rouges) pour les long rains 1961-2001.

Même après calibration, les précipitations du modèle ECHAM 4.5 sont donc difficilement utilisables pour décrire de manière satisfaisante les variables relatives à l'organisation intra saisonnière des long rains. Ce comportement s'explique par le fait que :

- la calibration intervient sur NJP et INT toutes années confondues (ce qui signifie donc qu'elle ne va pas corriger spécifiquement les sur- ou sous-estimations de NJP pour une année donnée)
- la correction porte uniquement sur NJP et INT et non sur la succession des jours secs/humides au cours de la saison des pluies ce qui contribue donc au maintien de biais sur les DIS de type 'séquence'.
- l'organisation temporelle des pluies, y compris au démarrage et à la fin de la saison, n'est pas forcément reproductible par le modèle.

Seuls les descripteurs intégrateurs du comportement des précipitations sur l'ensemble de la saison sont partiellement reproduits. Mais les performances du GCM restent insuffisantes pour pouvoir prétendre utiliser les précipitations quotidiennes estimées par le modèle pour une prévision opérationnelle de DIS.

Variabilité interannuelle des DIS sur les long rains 1961-2001 à l'échelle stationnelle

La figure 4.10 présentent la distribution spatiale des corrélations interannuelles entre les DIS calculés à partir des pluies observées et ceux issus des simulations ECHAM 4.5 en mode forcé par les TSO prévues (méthode des analogues) pour la période 1961-2001.

Quel que soit le descripteur considéré, les corrélations sont très faibles et non significatives (95%) sur la totalité de l'espace Kenya et Tanzanie du nord, exception faite de quelques stations, pour CUM par exemple (Fig. 10, c). La médiane des corrélations ne dépasse jamais 0.10 soulignant ainsi l'incapacité d'ECHAM 4.5 à reproduire la variabilité inter annuelle des DIS à l'échelle stationnelle. La part moyenne de variabilité reproduite évolue entre 3 et 5 % selon le DIS considéré.

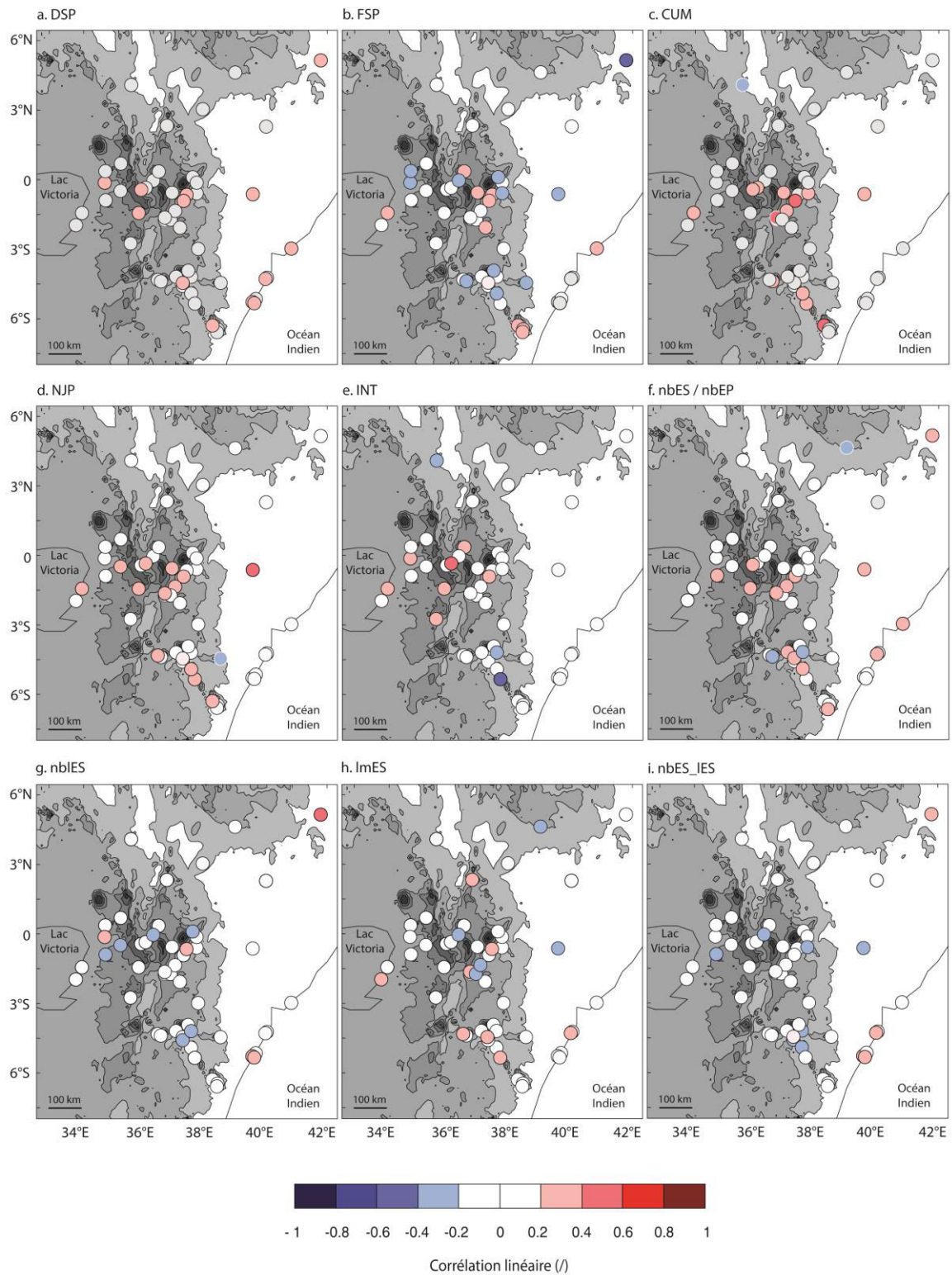


Figure 4.10 : Corrélations moyennes (1961-2001) calculées entre les chroniques temporelles observées et simulées du DSP (a), FSP (b), CUM (c), NJP (d), INT (e), nbES/nbEP (f), nbLES (g), lmES (h) et nbES_IES (i) pour les long rains.

b) Les DIS calculés pour les short rains

L'analyse des DIS calculés pour les short rains est réalisée à partir de la même approche méthodologique que celle développée pour les long rains.

Quantification et structuration spatiale des biais

Comme pour les long rains, un important biais positif apparaît pour les DSP simulés par ECHAM 4.5 (Fig. 4.11). Il dénote un démarrage anormalement tardif des short rains en appliquant la définition agro-climatique aux données de pluie calibrées du modèle. L'étalement de la boîte à moustache indique que ces retards s'élèvent de 10 à 30 jours, selon les stations. La fin de saison présente un biais médian légèrement négatif (6 jours) insistant sur la tendance générale du modèle à faire stopper trop tôt les pluies saisonnières des short rains. La combinaison de ces 2 éléments suggère qu'ECHAM 4.5 raccourcit les saisons.

Les trois descripteurs que sont le cumul saisonnier (CUM), le nombre de jours pluvieux (NJP) et l'intensité quotidienne (INT) présentent des biais moyens proches de 0. On note néanmoins une importante dispersion entre les biais stationnels. Ces dispersions respectives se matérialisent par une amplitude proche de 200 mm pour le cumul saisonnier et supérieure à 20 jours pour le nombre de jours pluvieux ainsi qu'une apparente équi-répartition des biais autour de zéro. CUM et INT sont entachés de plusieurs valeurs extrêmes montrant de ce fait les difficultés éprouvées par le modèle pour appréhender convenablement le caractère atypique de certaines stations en terme d'intensité quotidienne ou à exacerber le caractère pluvieux de certaines autres.

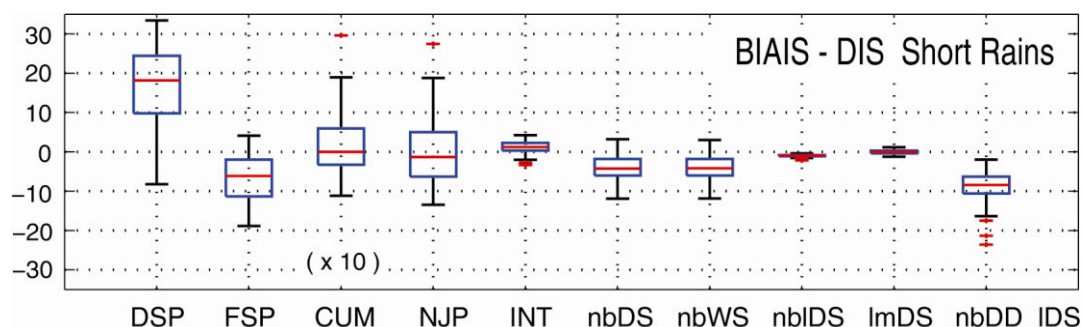


Figure 4.11 : Biais des descripteurs intra saisonniers des short rains 1961-2001. Les traits horizontaux indiquent, en rouges les biais médians, en bleus le premier quartile (inférieur) et le troisième quartile (supérieur) et en noir les limites hautes et basses de la distribution. Les croix rouges matérialisent les valeurs extrêmes.

Spatialement (Fig. 4.12), et exception faite des 2 stations septentrionales pour lesquelles le modèle génère des saisons plus précoces que dans l’observation, les biais positifs observables sur l’ensemble de la région ont un comportement similaire à ce qui a été précédemment décrit pour les long rains. Les FSP se caractérisent par des biais négatifs généralisés sur l’ensemble de la région (Fig. 4.12b). Contrairement à DSP, et en adéquation avec ce qui fut observé pour les long rains, les biais de FSP restent modérés et ne dépassent les 10 jours qu’à proximité de la côte et dans l’ouest.

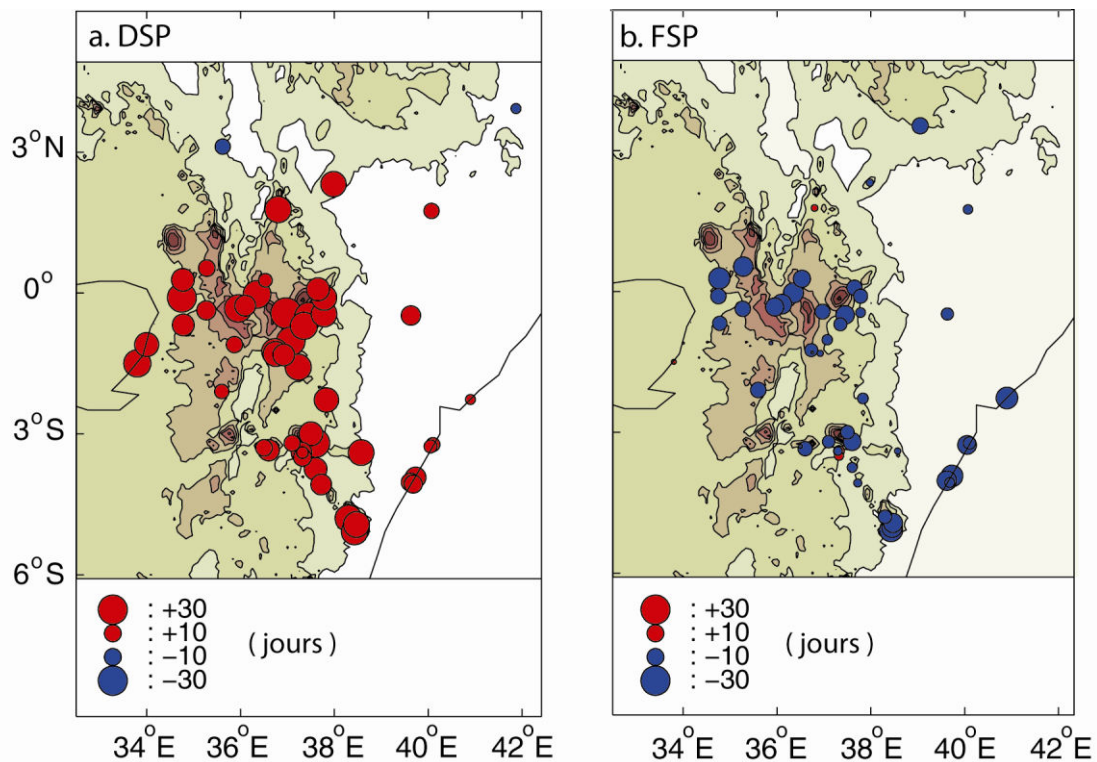


Figure 4.12 : Répartition spatiale des biais du démarrage de saison (DSP) des short rains(a) et de la fin de saison (FSP) des short rains (b) estimés à partir des précipitations quotidiennes du GCM ECHAM 4.5. Les biais positifs sont indiqués en rouges et les biais négatifs en bleus. La taille des cercles matérialise l'intensité du biais.

La répartition spatiale des biais sur CUM (Fig. 4.13a) et NJP (Fig. 4.13b) des short rains est également semblable à celle des long rains. La similitude principale concerne la surestimation des cumuls (entre 100 et 150 mm d’est en ouest) dans les régions arides de l’est et du nord du pays, et localement dans certaines stations de moyenne altitude au centre du Kenya. La côte Kenyane est marquée par une légère surestimation des quantités. Les stations de l’ouest et du centre montrent des sous-estimations modérées des cumuls comme des nombres de jours pluvieux.

La distribution spatiale des biais moyens pour les intensités (Fig. 4.13c) fait apparaître des valeurs majoritairement positives. En combinant les biais des DSP et FSP (Fig. 4.12), on se rend compte que le modèle produit des saisons bien plus courtes que ce qui est constaté dans l’observation. En même temps, les quantités de pluies saisonnières (Fig. 4.13a) ainsi que le nombre de jours de pluie (Fig. 4.13b) paraissent être plutôt bien reproduits par le modèle. Or pour faire tomber autant d’eau dans une saison plus courte, le modèle compense par des intensités quotidiennes bien plus élevées (Fig. 4.13c) que ce qu’elles sont vraiment dans l’observation.

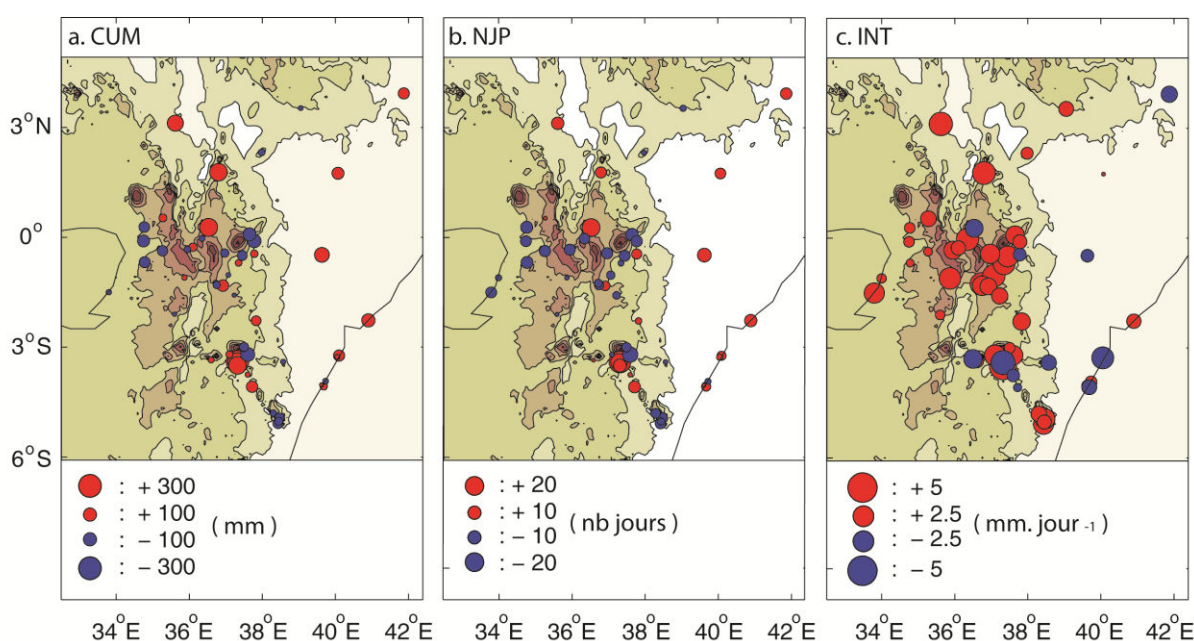


Figure 4.13 : Répartition spatiale des biais sur le cumul saisonnier (CUM) (a), nombre de jours de pluies (NJP) (b) et les intensités quotidiennes moyennes (INT) des short rains (c) estimées à partir des précipitations quotidiennes du GCM ECHAM 4.5.

ECHAM 4.5 ne reproduit pas mieux l’organisation des pluies des short rains 1961-2001 que celle des long rains. En effet, nbES et ImES présentent des biais similaires (en valeur et répartition spatiale) à ceux précédemment décrits pour les long rains. Les cartes sont consultables en annexe 4.3.

Variabilité interannuelle des DIS sur les long rains 1961-2001 à l'échelle régionale

Les résultats des calculs de corrélations et d'écart-types sont répertoriés dans le tableau 4.2. Les corrélations entre les séries de DIS observés et estimés présentent des valeurs très faibles non significatives qui révèlent une incapacité des précipitations ECHAM 4.5 à reproduire la variabilité interannuelle

Il apparait nettement que les précipitations du modèle ECHAM 4.5, même après calibration, sont difficilement utilisables pour définir de manière satisfaisante des variables relatives à l'organisation d'une saison des 'short rains'. Les performances du GCM restent donc insuffisantes pour pouvoir prétendre utiliser les précipitations quotidiennes estimées par le modèle pour faire de la prévision opérationnelle de DIS.

Tableau 4.2 : Statistique descriptive de la variabilité inter annuelle des DIS. La chronologie est renseignée à partir des coefficients de corrélations calculés entre les DIS issus des précipitations calibrées ECHAM 4.5 et leurs homologues calculés à partir des pluies observées pour les short rains 1961-2001. Les corrélations significatives sont indiquées en caractères gras (seuil 95% : 0.3083) et italiques (seuil 90 % : 0.2606). Les valeurs non significatives apparaissent en gris. L'amplitude de variations est renseignée par les valeurs d'écart-types calculées à partir des séries estimées et observées sur la période 1961-2001.

	DSP	FSP	CUM	NJP	INT	nbES	nbEP	nbIES	ImES	NJP_IES
r	-0.14	-0.02	-0.02	-0.07	0.13	-0.10	-0.10	0.11	0.15	0.10
σ_{obs}	29.6	26.7	209	14	5	5.5	5.4	1.3	2	15.7
σ_{est}	9.5	11.3	71.9	4.6	1.3	0.9	0.9	0.15	0.47	2.6
$\sigma_{obs} / \sigma_{est}$	3.1	2.4	2.9	3	3.8	6.1	6	8.7	4.2	6

Les DSP observées pour les short rains 1961-2001 sont marquées par une variabilité inter annuelle forte autour d'une date moyenne au 1^{er} novembre, un écart-type moyen approchant les 30 jours (Tab. 4.2) et une amplitude élevée entre la date de démarrage la plus précoce (2 Octobre 1961) et la plus tardive (23 Novembre 1998) de la chronique (Fig. 4.14).

Le DSP simulé moyen (17 Novembre) se singularise par un retard de 16 jours par rapport à l'observation et une variabilité inter annuelle bien moindre que celle observée puisque l'amplitude entre la date la plus précoce (6 novembre 1978) et la plus tardive (6 décembre 1999) n'est que d'un mois contre un mois et demi dans l'observation, et le rapport des écart-types (Tab. 4.2) est de 3 environ. Le modèle n'arrive pas à simuler les saisons

exceptionnelles et par conséquent, ne reproduit pas correctement les précipitations qui leurs sont associées. Le constat reste donc le même que pour les long rains, en plus d'atténuer exagérément la variabilité inter annuelle des DSP, ECHAM 4.5 ne semble pas en mesure non plus de reproduire correctement les démarrages de saison très éloignés de la normale.

Les FSP observées montrent une variabilité importante (Fig. 4.14) soulignée par une amplitude de 63 jours entre la fin la plus précoce observée (17 Novembre 1966) et la plus tardive (19 Janvier 1997). Les short rains 1961-2001 se terminent en moyenne le 19 Décembre soit 8 jours après la FSP moyenne issue des précipitations ECHAM 4.5. L'amplitude des fins de saisons simulées est égale à 34 jours entre la FSP estimée la plus précoce (20 Novembre 1968) et la plus tardive (24 Décembre 1983) ce qui signifie qu'elle est de nouveau 2 fois moins importante que dans l'observation (Tab. 4.2). Bien que la variance de la fin des short rains dépasse celle des long rains, le modèle reste incapable de reproduire correctement les FSP éloignées de la normale 1961-2001. Il a tendance à raccourcir les saisons les faisant passer en moyenne de 49 jours dans l'observation à 23 jours.

La variabilité interannuelle des autres DIS n'est pas bien reproduite par le modèle donc comme pour l'autre saison, les figures sont consultables en annexe 4.2.

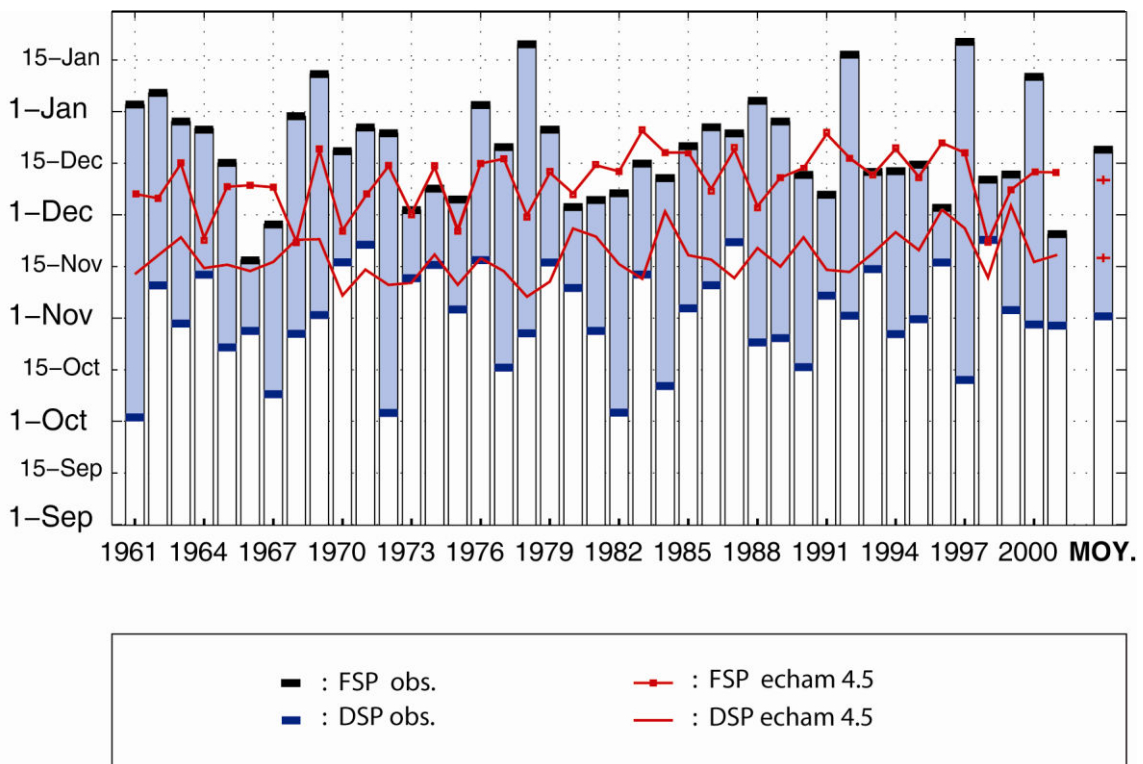


Figure 4.14 : Variabilité interannuelle de dates de DSP observées (rectangles bleus), FSP observées (rectangles noirs), DSP simulées (ligne continue rouge) et FSP simulées (ligne continue et carrés rouges) pour les short rains 1961-2001.

Variabilité interannuelle des DIS sur les long rains 1961-2001 à l'échelle stationnelle

La figure 4.15 permet de visualiser la distribution spatiale des corrélations interannuelles entre les DIS calculés à partir des pluies observées et ceux issus des simulations ECHAM 4.5 en mode forcé par les TSO prévues (méthode des analogues) pour les short rains 1961-2001.

Les conclusions sont les mêmes que pour les long rains. Les corrélations sont très faibles et systématiquement non significatives (95%), La part moyenne de variabilité reproduite par ECHAM 4.5 est insignifiante pour chacun des DIS (< 5%). Le modèle n'est pas capable de reproduire la variabilité interannuelle des descripteurs pluviométriques intra saisonniers à l'échelle stationnelle.

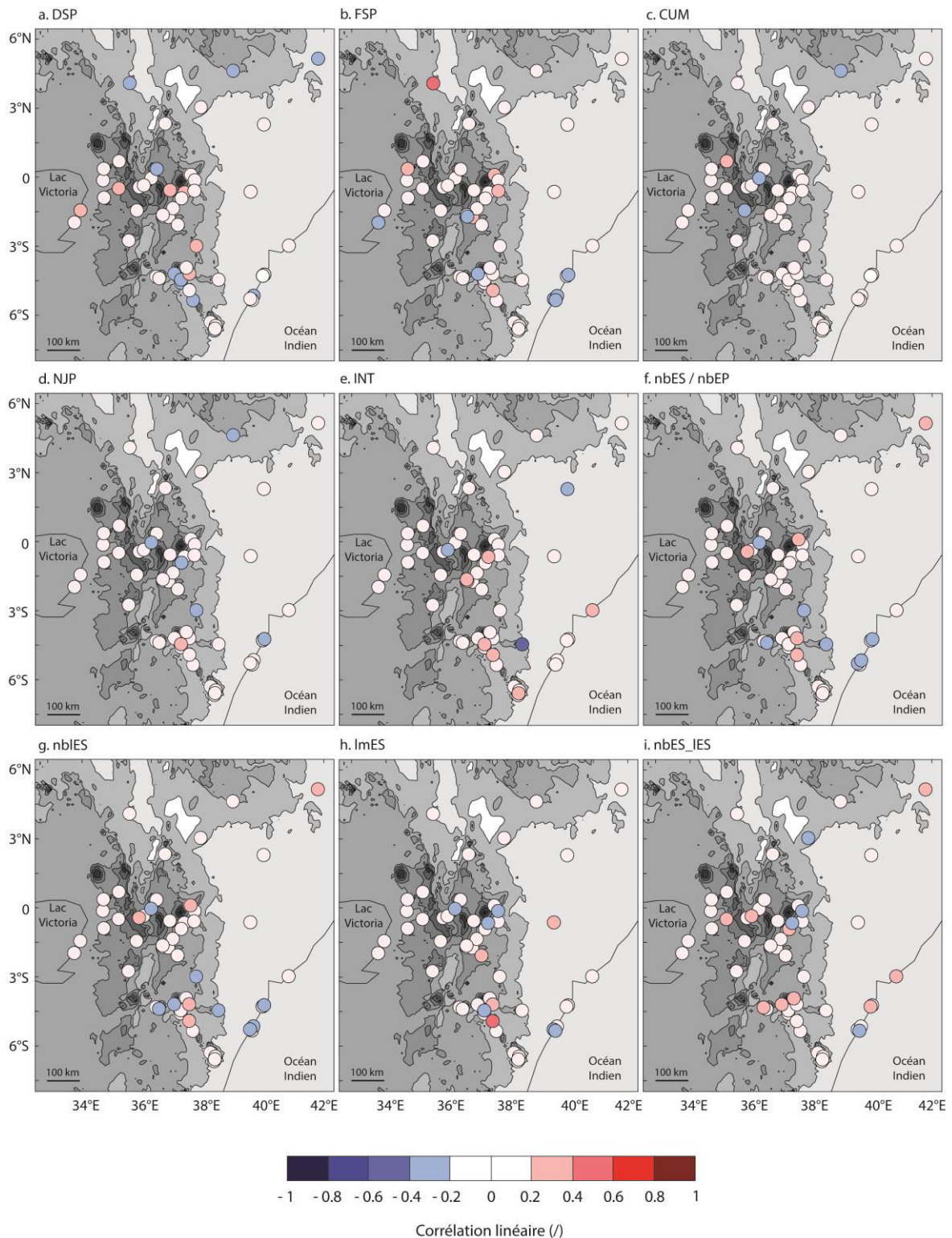


Figure 4.15 : Corrélations moyennes (1961-2001) calculées entre les chroniques temporelles observées et simulées du DSP (a), FSP (b), CUM (c), NJP (d), INT (e), nbES/nbEP (f), nbLES (g), lmES (h) et nbES_IES (i) pour les short rains.

Les précipitations du modèle ECHAM 4.5, même après calibration, sont difficilement utilisables pour définir de manière satisfaisante des variables relatives à l'organisation d'une saison des pluies. Seuls les descripteurs intégrateurs du comportement des précipitations sur l'ensemble de la saison sont partiellement reproduits, pour les long rains uniquement. Les performances du GCM restent insuffisantes pour pouvoir prétendre utiliser les précipitations quotidiennes estimées par le modèle pour faire de la prévision opérationnelle de DIS. Une des alternatives envisageables pour appréhender la prévision des DIS est de construire des modèles prédictifs basés sur l'évolution de variables climatiques autres que la pluie. Il convient donc de vérifier si les liens mis à jour dans le chapitre 3 entre la dynamique atmosphérique de la région et la variabilité des principaux DIS se retrouvent dans les simulations ECHAM 4.5.

4.2 – Reproduction de la dynamique atmosphérique par ECHAM 4.5

Appréhender la prévision des DIS à partir de champs atmosphériques simulés par un modèle numérique nécessite de s'interroger préalablement sur la capacité du modèle à reproduire les configurations atmosphériques repérées dans les observations³. Pour considérer ce point précis, une étude menée en 2 étapes est développée:

(i) vérifier la capacité du modèle ECHAM 4.5 à reproduire les configurations atmosphériques mensuelles moyennes. Dans un souci de synthèse, tous les résultats ne seront pas présentés. Le vent étant d'une part un élément incontournable dans les mécanismes atmosphériques occurrents aux saisons pluvieuses et d'autre part, la variable généralement la mieux reproduite, il a été décidé que les résultats présentés dans cette section concerneront uniquement le champ de vent zonal et méridien. Seuls les champs de basse troposphère (850 hPa) sont montrés, ceux de haute troposphère (200 hPa) étant visibles en annexe 4.4 pour les long rains et 4.5 pour les short rains.

3

Les données faisant office d'observations sont les données ERA40 (Uppala et al, 2005). Ce sont des données de réanalyses élaborées à partir d'une combinaison d'observations et d'estimations ce qui confère une certaine incertitude. Elles ne relatent donc pas une vérité absolue mais elles représentent un référentiel de comparaison satisfaisant.

(ii) établir la capacité du modèle à reproduire les mêmes téléconnexions que celles mises en évidence dans l'observation (chapitre 3) et notamment différencier la dynamique atmosphérique associée à des valeurs de DIS en dessous et au-dessus de la normale.

4.2.1 – Dynamique atmosphérique associée aux long rains

4.2.1.1 – Champs de vents moyens mensuels (février-mai)

D'un point de vue général, à 850 hPa, les champs reproduits par le MCGA ECHAM 4.5 (Fig. 4.16e, f, g, h) sont comparables aux champs de vents observés (Fig. 4.16a, b, c, d). Ceci se traduit par une bonne représentation des alizés d'ENE localisé au-dessus de la mer d'Oman au cours de février et mars (Fig. 4.16a, b, e, f), ainsi qu'une reproduction satisfaisante 30°S-72°E) des flux d'est localisés dans le sud de l'océan Indien, de 90°E jusqu'au large de Madagascar. L'intensification de ces derniers flux dans l'hémisphère sud au cours du mois de mars, conditions nécessaires pour l'installation des pluies sur la région Kenya-Tanzanie, semble bien prise en compte par le GCM (Fig. 4.16b, f).

Les configurations moyennes du mois d'avril, cœur de la saison pluvieuse des long rains, se caractérisent par une bonne reproduction du renforcement des vents de SE généralement associés à un apport d'humidité au-dessus de l'Afrique de l'Est. En revanche, si à l'échelle hémisphérique la dynamique saisonnière du vent semble bien reproduite, il faut toutefois noter que le modèle semble avoir des difficultés à simuler les conditions au-dessus du rail équatorial puisqu'une opposition de direction est clairement visible entre les flux équatoriaux observés et simulés sur l'océan Indien. En mai, l'installation de la mousson indienne et du jet Somali est assez correctement simulée.

La dynamique de vent dans les hautes couches atmosphériques est très bien reproduite par ECHAM 4.5 au cours de mois de février à juin (annexe 4.4).

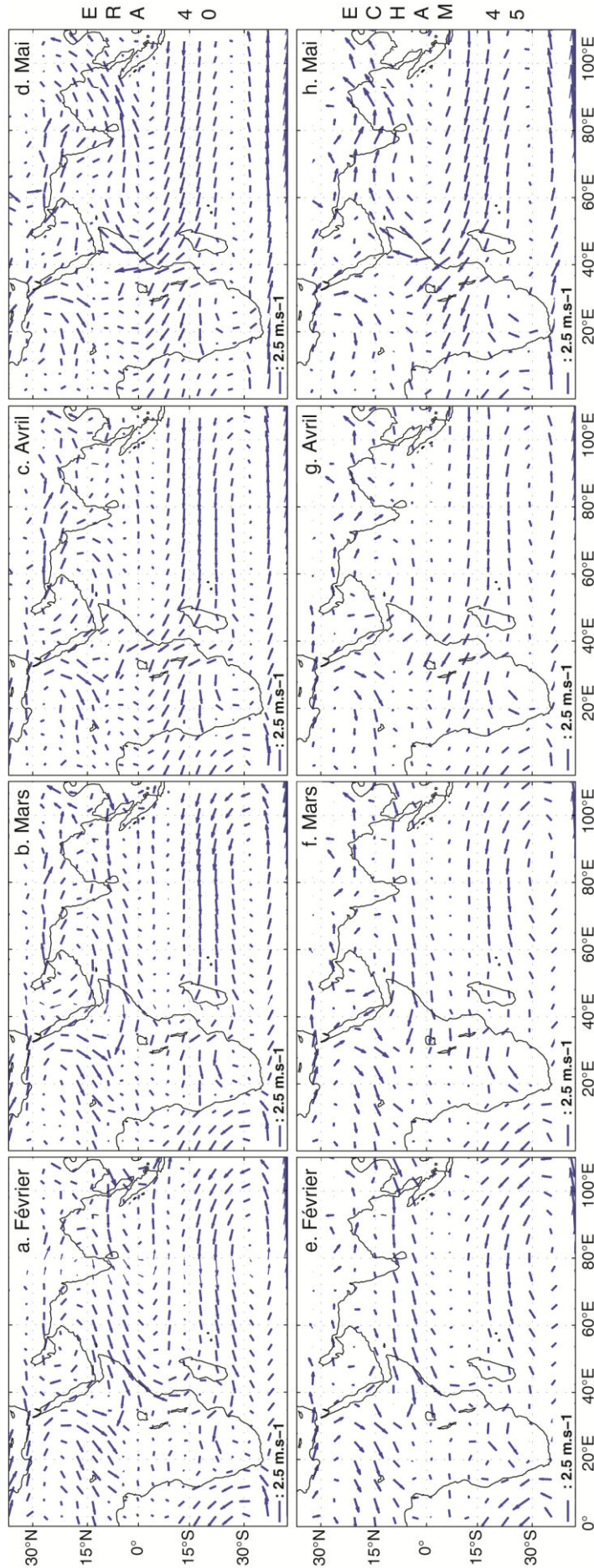


Figure 4.16 : Configurations moyennes (1961-2001) mensuelles du vent zonal et méridien observées (a, b, c, d) et simulées par ECHAM 4.5 (e, f, g, h) à 850 hPa au cours des mois de février, mars, avril et mai. En bleu sont représentés les vecteurs (U, V) de vents, leur intensité est proportionnelle à la longueur du vecteur

4.2.1.2 – Champs de vents moyens mensuels (septembre-décembre)

La dynamique des vents à 850 hPa reproduite par ECHAM 4.5 pour les short rains (Fig. 4.17e, f, g, h) est en grande partie similaire aux champs de vents observés (Fig. 4.17a, b, c, d). Sur le bassin Indien, la circulation de mousson indienne qui reste bien installée au cours du mois de septembre est parfaitement reproduite par le GCM. La phase de retrait de la mousson observé au cours du mois d'octobre semble elle aussi bien simulée par le modèle. Cela se traduit par la disparition des flux de SO de l'hémisphère nord et la réinstallation progressive d'une circulation anticyclonique centrée sur la péninsule arabique. L'intensité des flux d'ENE qui en découlent reste cependant sous-estimée.

Les vents d'est sud-est intenses visibles sur l'océan indien austral (10-20°S) qui transportent l'humidité jusqu'au-dessus de l'Afrique de l'est sont très bien simulés également. Leur atténuation qui survient au cours du mois de novembre est correctement appréhendée par le modèle. Quelques biais apparaissent tout de même puisque le modèle ne reproduit pas bien les flux d'ouest présents sur le rail équatorial laissant entrevoir une possible difficulté d'ECHAM 4.5 à reproduire la circulation zonale de type Walker qui est en place sur l'océan Indien au cours de la saison des pluies d'automne boréal.

Les résultats issus de ces analyses montrent la capacité du modèle ECHAM 4.5 à reproduire correctement la climatologie des champs atmosphériques quelle que soit la saison considérée. Ces constatations générales sont également valables pour les niveaux atmosphériques relatifs à la moyenne et haute troposphère ainsi que pour d'autres variables telles que l'altitude géopotentielle par exemple (non montrés). Si les conditions climatologiques, et notamment la convergence / divergence des flux de basses couches (mousson et alizés), sont un élément clé de l'installation et du retrait des pluies dans la région, elles ne sont néanmoins pas le seul à prendre en compte. La variabilité inter annuelle des DSP et FSP précédemment décrite suggère l'intervention d'autres mécanismes qui en se superposant aux conditions moyennes, viennent contrôler le timing des saisons. Il convient donc désormais de vérifier dans quelle mesure ECHAM 4.5 est capable de considérer cette variabilité.

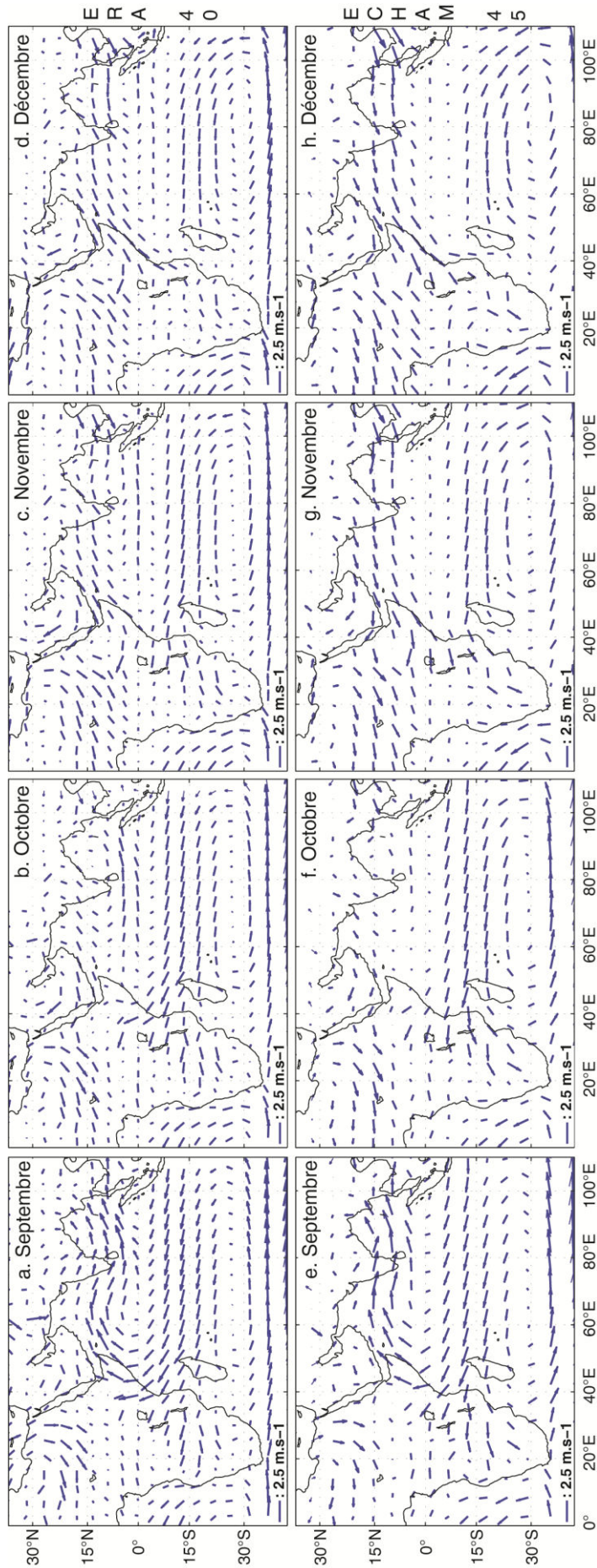


Figure 4.17 : Configurations moyennes (1961-2001) mensuelles du vent zonal et méridien observées (a, b, c, d) et simulées par ECHAM 4.5 (e, f, g, h) au cours des mois de septembre, octobre et novembre. En bleu sont représentés les vecteurs (U, V) de vents, leur intensité est proportionnelle à la longueur du vecteur.

4.2.2 – Capacité d’ECHAM 4.5 à reproduire les champs de vent associés à la variabilité des pluies est-africaines

Le modèle semble être doté d’une certaine habileté lorsqu’il s’agit de reproduire les champs atmosphériques moyens, mais qu’en est-il de ses performances pour des saisons qui s’éloignent de la normale ? Est-il par exemple capable de faire la différence en termes de dynamique atmosphérique entre des saisons qui débutent précocement et celles qui enregistrent un retard de démarrage ?

Pour y répondre, les configurations atmosphériques correspondant à des groupes d’années présentant des anomalies opposées des DIS (dans l’observation) sont décrites à l’aide de composites. Dans le cas des démarrages et fins de saison, seront comparés les configurations atmosphériques associées aux saisons précoces et tardives. Les échantillons de saisons considérées comme précoces ou tardives sont les mêmes que ceux qui ont été définis par terciles dans le chapitre 3. Seules les données analysées changent puisqu’il ne s’agit plus de travailler avec les champs observés mais avec les champs simulés par ECHAM 4.5. Pour être en mesure d’établir une comparaison avec l’observation, les composites sont établies à partir des simulations forcées par les TSO observées.

Pour des raisons de synthèse, l’ensemble des cartes produites ne sont pas présentées. Seuls les résultats rattachés aux démarrages des deux saisons sont montrés.

4.2.2.1 – Les long rains

a) DSP précoces

Les configurations atmosphériques issues des simulations (Fig. 4.18) montrent quelques ressemblances avec les configurations observées pour les démarrages précoces (Fig. 3.1) présentées au chapitre 3. En mars, dans les basses couches, pour les années marquées par un démarrage précoce, les anomalies significatives de sud-ouest le long de la cote Somalienne puis d'ouest au-dessus de la mer d'Arabie signalent un affaiblissement des alizés secs de NE. Ce signal combiné avec les fortes anomalies d'ouest dans les hautes couches, plus la présence d'un talweg très net sur la mer d'Arabie, est en cohérence avec l'instauration de conditions plus humides en Afrique de l'est, favorable aux démarrages précoces. Dans les hautes couches apparaît un signal plus significatif et persistant qui est déjà en place au mois de février (Fig. 4.18a – 200 mb). C'est au mois de mars que ces anomalies d'ouest présentes sur l'Afrique de l'est deviennent significatives. Ceci est en accord avec l'observation (Fig. 3.1, chapitre 3), quoique les anomalies simulées apparaissent moins intense et moins significatives.

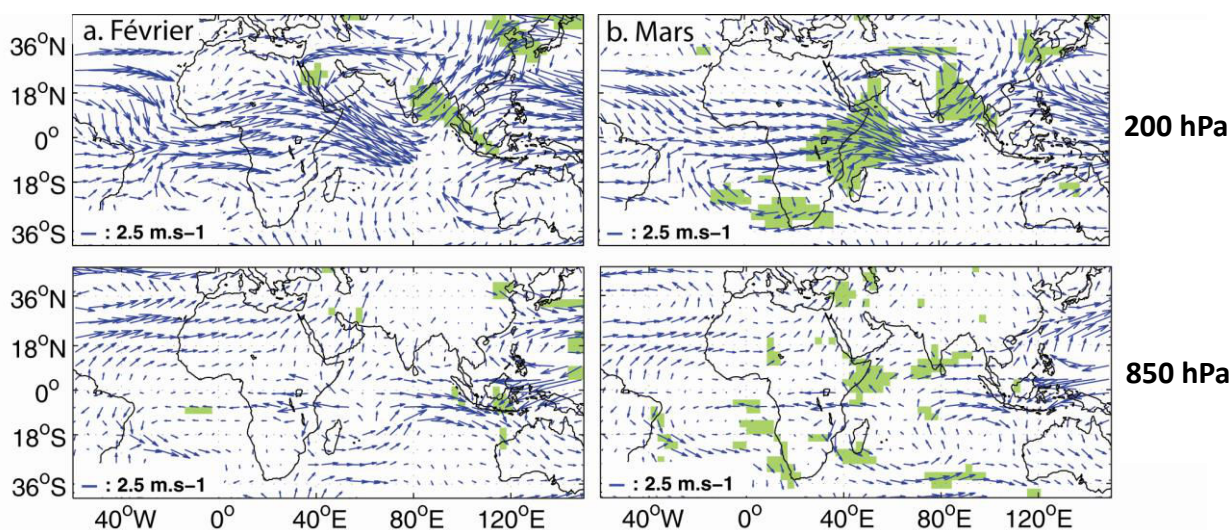


Figure 4.18 : Composites, simulées par ECHAM 4.5 forcé par des TSO observées, associées aux démarrages précoces des long rains sur la période 1961 – 2001. En bleu sont représentées les anomalies de vents, les aplats verts correspondent aux anomalies significatives (test de Student 95%) sur les composantes zonales ou méridiennes du vent.

b) DSP tardifs

Les démarrages tardifs correspondent à des saisons dont les pluies démarrent plutôt au cours de la deuxième quinzaine du mois de mars, voire au-delà. Le signal produit par le modèle apparaît cohérent (Fig. 4.19). Il se matérialise par des anomalies opposées à celles décrites pour les DSP précoces. Néanmoins, et comme dans les champs observés associés aux DSP tardifs (Fig. 3.3, chapitre 3), les champs de vents simulés par le modèle présentent peu d'anomalies significatives. Le manque global de significativité rencontré ici est en partie dû à l'approche méthodologique retenue car le partitionnement en terciles (conforme à celui retenu en prévision saisonnière opérationnelle) force les individus (DSP et FSP) à se répartir en nombre égal dans 3 groupes, au risque de voir certains individus dont le caractère est proche de la normale être considérés comme précoces/tardifs, ce qui affaiblit les résultats du test de Student.

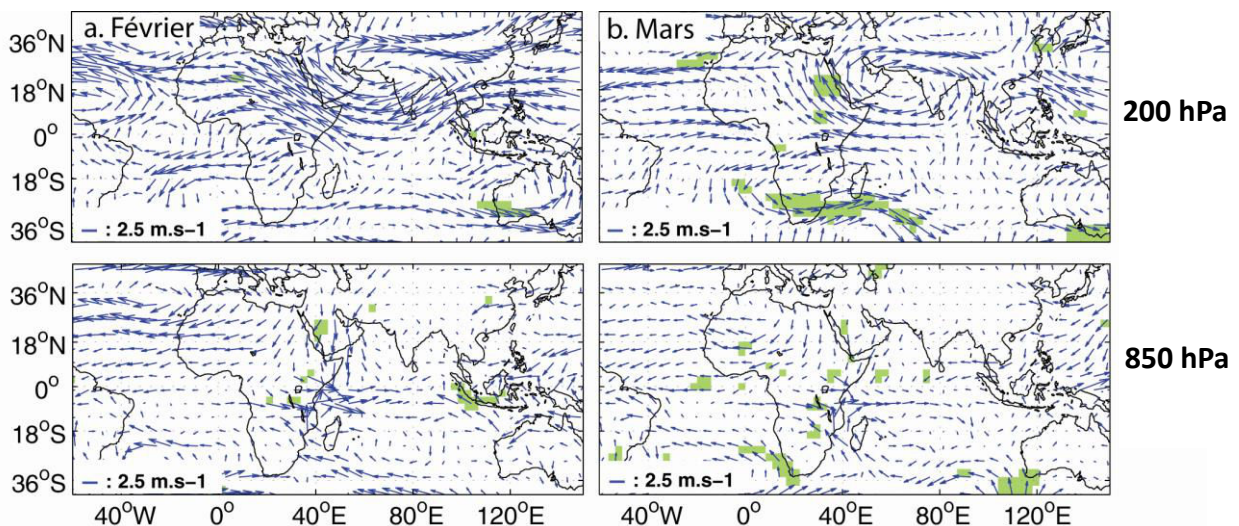


Figure 4.19 : Composites, simulées par ECHAM 4.5 en mode forcé, associées aux démarrages tardifs des long rains sur la période 1961 – 2001. En bleu sont représentées les anomalies de vents, les aplats verts correspondent aux anomalies significatives (test de Student 95%) sur les composantes zonales et méridiennes du vent.

Les remarques faites pour les composites sur les DSP sont en partie applicables aux composites des FSP. En effet, le modèle arrive à générer des configurations de champs de vents relativement opposées selon le caractère précoce ou tardif de FSP (non montré). Toutefois, les signaux significatifs restent peu nombreux; une approche en quintile permettant d'isoler les saisons très typées corrige en partie ce problème.

4.2.2.2 – Short rains

a) DSP précoces

Les démarrages précoces sont relativement bien considérés par le modèle puisque les configurations obtenues à partir des simulations forcées par les TSO observées (Fig. 4.20) ressemblent fortement aux configurations obtenues à partir des observations (Fig. 3.7, chapitre 3) laissant entrevoir des conditions plutôt favorables aux précipitations au-dessus de la région. Ces configurations, essentiellement significatives pendant le mois d'octobre (Fig. 4.20b) se composent principalement d'anomalies de vent de direction opposée dans la haute et basse troposphère, localisées au-dessus de l'océan indien équatorial. Ces anomalies d'est dans les basses couches (Fig. 4.20b - 850 hPa) et d'ouest dans les hautes couches (Fig. 4.20b - 200 hPa) sont l'inverse de la configuration normalement en place à la même période. Elles soulignent respectivement, un affaiblissement des vents d'ouest proches de la surface et d'est en altitude et suggèrent un ralentissement de l'activité cellulaire de type Walker au-dessus de l'océan Indien. Ainsi, la 'branche subsidente' de la circulation de Walker, apportant de l'air plutôt sec au-dessus de la région est-africaine, est affaiblie favorisant la convection et l'apport d'humidité, autrement dit l'instauration de conditions favorables au déclenchement des pluies.

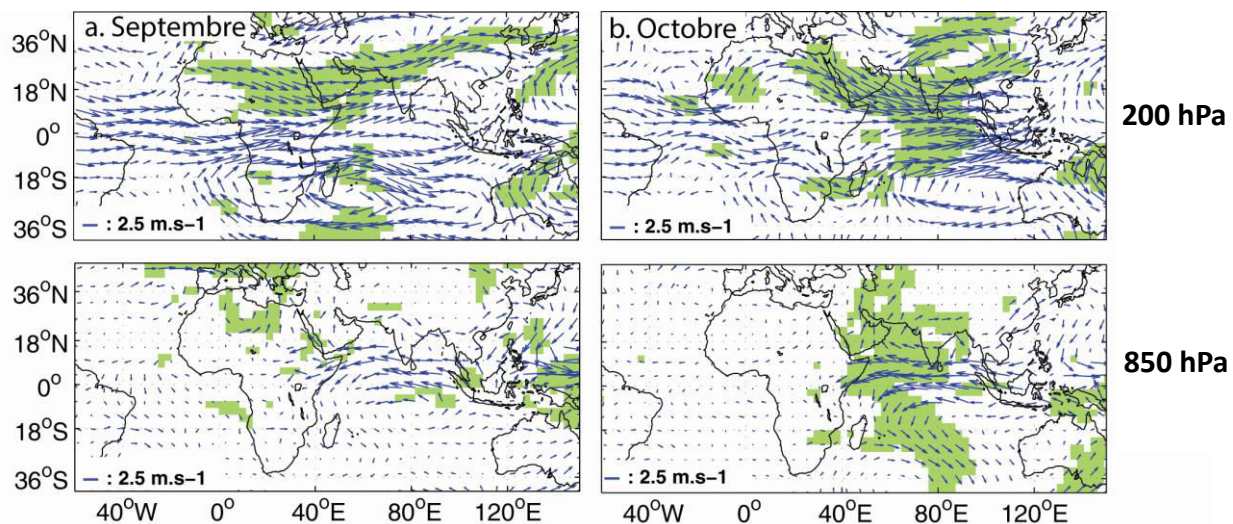


Figure 4.20 : Composite associée aux démarrages précoces des short rains sur la période 1961 – 2001. En bleu sont représentées les anomalies de vents simulées par le GCM ECHAM 4.5 à partir de simulations forcées par les TSO observées, les aplats verts correspondent aux anomalies significatives (test de Student 95%) sur les composantes zonales ou méridiennes du vent.

b) DSP tardifs

Les simulations associées aux DSP tardifs (Fig. 4.21a) montrent un signal significatif dans les basses couches surtout au cours du mois d'octobre. Ce signal correspond exactement à celui mis à jour par les composites réalisées sur les vents observés (Fig. 3.8, chapitre 3). Il correspond à une intensification de l'anticyclone des Mascareignes dans l'océan Indien sud, qui génère des anomalies de SE. Celles-ci sont partiellement reliées à une intensification des vents d'ouest le long de l'équateur ainsi qu'au-dessus de la mer d'Arabie.

A 200 hPa, toujours au cours du mois d'octobre (Fig. 4.21b - 200 mb), le signal relié aux DSP tardifs paraît être essentiellement zonal et se caractérise par des anomalies d'est au-dessus de l'océan indien, de part et d'autre de l'équateur. Cette configuration, combinant flux d'ouest dans les basses couches, et flux d'est dans les hautes couches suggère que les DSP tardifs sont associés à une intensification de la circulation zonale de type Walker, active au cours de la saison au-dessus de l'océan Indien. Elle favorise la subsidence d'air plutôt sec sur l'Afrique de l'est et l'advection d'humidité vers le continent maritime. Le GCM ECHAM 4.5 semble donc capable de générer des conditions défavorables aux pluies pour ces saisons caractérisées par des DSP tardifs.

Les signaux sont moins équatoriaux pour les DSP tardifs que pour les DSP précoces. Il semble que les composantes méridiennes jouent davantage lors des démarrages tardifs avec une accentuation de la divergence dans les basses couches sur l'Afrique de l'Est.

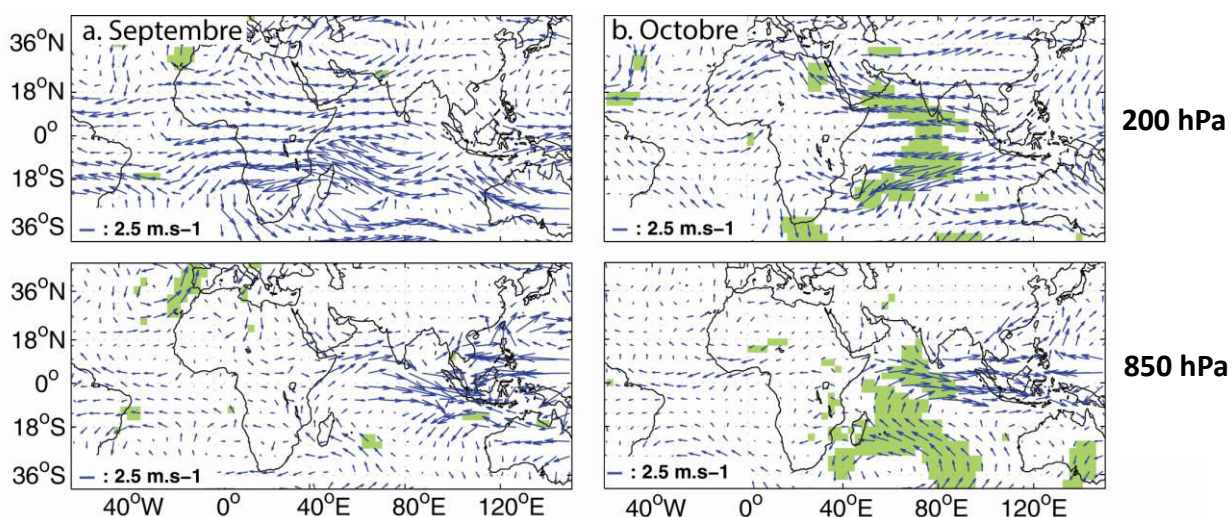


Figure 4.21 : Composite associée aux DSP tardifs des short rains sur la période 1961 – 2001. En bleu sont représentées les anomalies de vents simulées par le GCM ECHAM 4.5 à partir de simulations forcées, les aplats verts correspondent aux anomalies significatives (test de Student 95%) sur les composantes zonales et méridiennes du vent.

Pour la FSP, comme pour les long rains, le modèle décrit des anomalies de vent relativement opposées pour les composites précoces et tardives (non montré). Les signaux restent toutefois peu significatifs dans le cas des fins de saisons tardives, au contraire des fins précoces qui se distinguent par de très fortes anomalies significatives zonales sur l’océan Indien (non montré). Le modèle semble donc performant pour générer la dynamique atmosphérique associée aux FSP précoces mais pas tardives.

Dans l’ensemble le MCGA ECHAM 4.5 est capable de reproduire correctement la climatologie des champs atmosphériques issus des réanalyses ERA40 quelle que soit la saison et le niveau géopotential considéré. Même si il ne reproduit pas parfaitement toute la dynamique atmosphérique, il semble être en mesure de reproduire des conditions bien différenciées selon le caractère du démarrage des saisons des pluies est-africaines (précoce / tardif), et en bon accord avec l’observation, surtout au cours des short rains, mais paraît plus à son aise pour simuler des configurations atmosphériques favorables à des conditions humides sur la région.

4.3 – Etude de prévisibilité des DIS à partir des champs océano-atmosphériques

Cette partie explore un des objectifs principaux de cette thèse à savoir la possibilité de prévoir les caractéristiques des précipitations en Afrique de l’Est, non seulement à l’échelle saisonnière et régionale mais aussi en abordant des éléments de la répartition intra-saisonnière (DSP et FSP) et en descendant à l’échelle locale, perçue comme plus pertinente pour les utilisateurs finaux. L’étude de prévisibilité est donc organisée autour de ces 2 échelles spatiales imbriquées : régionale (ensemble Kenya et Tanzanie du nord) et locale (station).

4.3.1 – Méthodologie

Les analyses réalisées dans la section 4.1 ont montré que les pluies simulées par ECHAM 4.5, même après calibration, ne peuvent pas être utilisées pour faire de la prévision opérationnelle de descripteurs intra saisonniers. L’alternative qui a été retenue pour appréhender la prévision des DIS consiste donc à élaborer des modèles de prévision en s’appuyant sur des variables climatiques autres que la pluie. Cette démarche est appliquée aux deux échelles régionale et locale, seuls les outils statistiques utilisés diffèrent selon qu’il

faible une variabilité régionale ou locale. Les résultats présentés portent sur les DSP et FSP, variables moins fréquemment analysées dans les études de prévisibilité, mais très attendues par les utilisateurs finaux.

4.3.1.1 – Démarche générale

Les prévisions saisonnières des précipitations sont généralement délivrées sous forme probabiliste, afin de renseigner sur la qualité de la saison à venir. En général sont données les probabilités que la moyenne saisonnière de la variable à prévoir sera au-dessus, près de ou sous la normale d'une période de référence. Dans le cadre de ce travail, et comme cela a été réalisé auparavant dans le chapitre 3, cette approche sera étendue aux dates de démarrages et fins de saison des pluies qui sont discrétisées en trois catégories équiprobables (terciles), à savoir précoce, normale ou tardive, par rapport à la climatologie des dates DSP et FSP de la période 1961 – 2001. L'approche méthodologique commune est construite autour de 3 étapes analytiques successives et se développe autour du même outil : le modèle statistico-dynamique, plus connu sous son appellation anglophone Model Output Statistics (MOS).

a) Les étapes analytiques principales

1^{ère} étape - Spécification (Barnston et Smith, 1996): Il s'agit d'évaluer les téléconnexions synchrones entre le prédicteur et les champs climatiques observés afin d'évaluer la part de la variabilité des prédicteurs (DSP et FSP) explicable par la dynamique atmosphérique à large échelle (donc le potentiel absolu de prévision). Les données utilisées lors de cette étape sont les réanalyses ERA 40 couvrant la période 1961-2001. Les variables climatiques sont les mêmes que celles analysées dans la deuxième partie du chapitre 3 (vent zonal et méridien, altitude géopotentielle à 850, 500 et 200 hPa ainsi que la vitesse verticale à 500 hPa).

2^{ème} étape - Vérification de l'aptitude du modèle à reproduire l'observation : cette étape consiste à développer un modèle statistico-numérique (MOS) à partir de simulations ECHAM 4.5 forcées par les TSO observées puis comparer les performances obtenues par ce MOS avec celles obtenues lors de la spécification. Ce travail revient à évaluer le potentiel de prévision relatif, c'est-à-dire associé au modèle utilisé (ECHAM 4.5) ; si le modèle reproduit exactement l'observation, alors les scores de performances seront identiques entre l'étape de spécification et cette étape. Pour réaliser ce travail, les variables climatiques sont issues d'un ensemble de 24 simulations forcées par les TSO observées sur la période 1961-2001. Afin de se mettre dans des conditions de prévisions opérationnelles, les simulations sont initialisées un

mois avant le début habituel des forums de prévision régionaux soit le 1^{er} février pour les long rains et le 1^{er} aout pour les short rains.

Dans la partie consacrée à la prévision à l'échelle régionale, les résultats obtenus à partir des simulations forcées par TSO observées ne seront pas systématiquement présentés car il n'y a pas de différences notables avec les résultats obtenus à partir des simulations forcées par les TSO prévues.

3^{ème} étape - Prévision rétrospective des prédictants (DSP et FSP) : comme dans l'étape précédente, un MOS est développé sauf que cette fois les données utilisées sont des simulations forcées par des TSO prévues. Trois ensembles de simulations sont utilisés ici. Les deux premiers ensembles couvrent la période 1961-2001. Ils sont constitués de vingt-quatre simulations forcées par des TSO prévues par la méthode des analogues et le modèle ECMWF (section 1.1.5.2, chapitre 1). Le troisième ensemble compte 12 simulations couvrant la période 1982-2001, forcées à partir de runs couplés. Notons que les figures présentées dans les parties 'prévision rétrospective' des long rains et des short rains feront toutes références aux simulations basées sur les TSO prévues par analogues. Les caractéristiques de modèle ainsi que les scores de performances seront présentés pour les 3 ensembles de simulations.

b) Le modèle statistico-dynamique (MOS)

Cette méthode développée il y a plusieurs décennies maintenant (Glahn and Lowry, 1972) permet de faire ressortir des liens entre une variable observée (prédictant) et une combinaison de variables simulées (prédicteurs) à partir d'un MCGA. Le MOS est un outil commun de prévision du climat qui permet de traiter statistiquement des champs climatiques simulés par des modèles numériques (Wilks, 1995 ; Wilks et al., 2006 ; Garric et al., 2002). Bouali (2009) a montré que l'utilisation de la dynamique atmosphérique comme prédicteur à partir d'une approche statistico-dynamique permet d'améliorer significativement les résultats de prévision de la variabilité interannuelle des précipitations Sahéliennes, par rapport à d'autres prévisions réalisées à partir de modèles purement statistiques ou numériques.

Les MOS développés dans la suite du travail sont élaborés à partir de 2 méthodes d'analyses statistiques multivariées, la régression linéaire multiple et l'analyse des corrélations canoniques. Ces deux méthodes sont utilisées pour extraire les téléconnexions entre les DIS et certains champs simulés par le MCGA ECHAM 4.5. Conformément au schéma de Hastenrath et al. (1995), la mise en place de cette approche se déroule en quatre étapes successives :

- i/ Réaliser une étude diagnostique des champs observés d'une part (travail réalisé dans le chapitre 3) puis des sorties du modèle d'autre part (travail réalisé dans les sections 4.1 et 4.2, chapitre 4) pour comprendre les différents mécanismes climatiques en interaction directe et/ou indirecte avec la variable à prévoir
- ii/ Elaborer un panel de prédicteurs potentiels sur la base d'analyses composites et de calculs de corrélations qui confrontent chaque prédictant avec différents champs climatiques observés. Compléter cette étape en testant la colinéarité entre les prédicteurs potentiels.
- iii/ Appliquer des méthodes statistiques pour mettre en liaison le prédictant et les prédicteurs potentiels définis à partir des simulations du MCGA ECHAM 4.5.
- iv/ Vérifier et valider le modèle de prévision : il s'agit de tester les performances du modèle de prévision en confrontant les valeurs estimées aux valeurs observées. Ceci peut se faire en validation croisée : les données de l'année n'ayant pas servi à la construction du modèle sont utilisées pour prévoir la valeur observée de cette année.

4.3.1.2 – Prévision régionale : régression linéaire multiple pas-à-pas (RLM)

Le canevas méthodologique développé pour appréhender la prévision des DSP et FSP régionaux est illustré en figure 4.22. Statistiquement, la prévisibilité régionale des DIS va être abordée à l'aide d'un protocole MOS basé sur de la régression linéaire multiple (RLM).

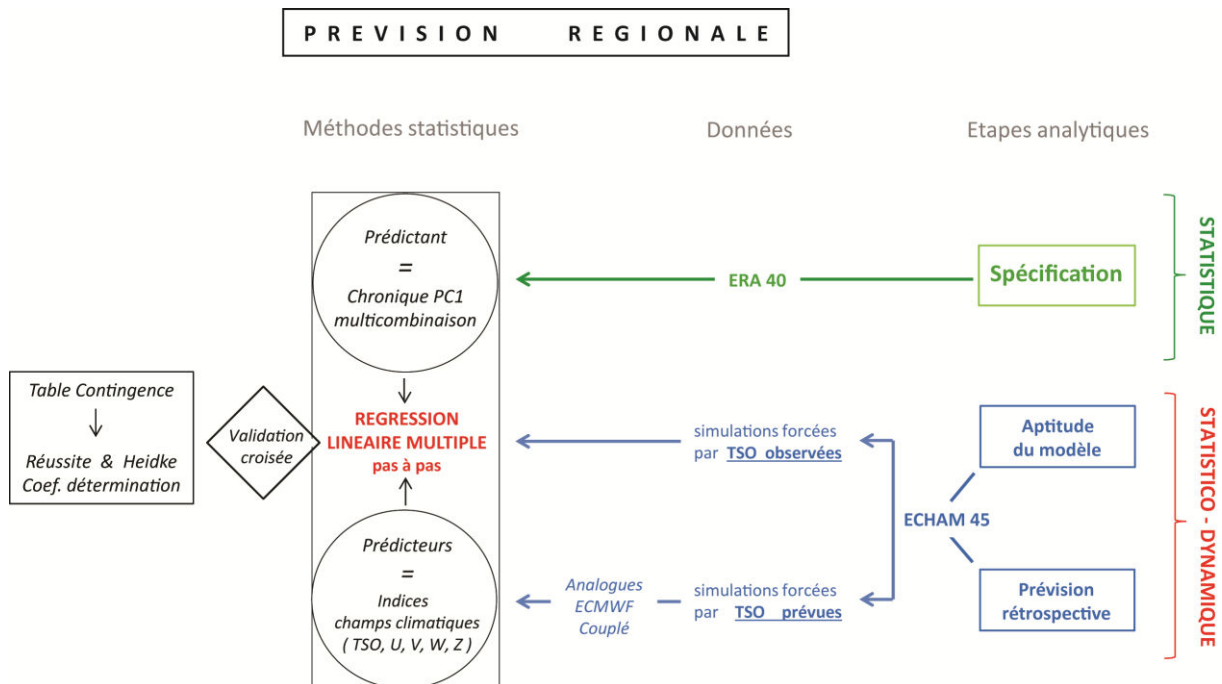


Figure 4.22 : Illustration de la méthodologie développée dans la section 4.3 pour appréhender la prévision des descripteurs intra-saisonniers à l'échelle régionale. En vert apparaît l'étape de spécification basée sur les données d'observation ; en bleu apparaissent les étapes de calcul réalisées à partir des simulations numériques du modèle ECHAM 4.5 (MOS) et en noir sont spécifiés les principaux outils statistiques utilisés.

a) Principes généraux

En règle générale, la RLM a pour but d'expliquer les valeurs d'un prédicteur y à partir de plusieurs variables x_j dites "variables explicatives" ou 'prédicteurs', en supposant que y et x_j sont liés par une relation linéaire et les variables explicatives indépendantes les unes des autres (Bry, 1996 ; Von Storch & Zwiers, 1999). L'équation d'un modèle de RLM a la forme suivante :

$$Y = \beta_0 + \beta_1 x_1 + \beta_2 x_2 + \beta_j x_j + \dots + \beta_p x_p + \varepsilon(x) \quad (\text{eq. 4.1})$$

avec β_0 , l'ordonnée à l'origine, β_j , des coefficients de régression qui indiquent le degré d'implication de chaque prédicteur x_j lorsque ces derniers ont préalablement été standardisés; j , le nombre de variables explicatives et $\varepsilon(x)$ l'erreur du modèle.

L'application de la méthode RLM nécessite quelques vérifications préalables. La mise en place d'un modèle RLM n'est viable que si :

- les données utilisées sont de nature quantitative
- il y a plus d'observations que de variables explicatives.
- les variables explicatives sont indépendantes les unes des autres
- les variables ont une distribution Gaussienne

La résolution de l'équation (eq. 4.1) se fait selon la méthode des moindres carrés (Saporta, 1990, 2006) qui consiste à trouver et ajuster les coefficients β permettant à l'estimation de se rapprocher au plus près possible de l'observation.

La méthode retenue pour la sélection des régresseurs est le « pas à pas » qui consiste à intégrer les prédicteurs un à un dans le modèle tout en vérifiant la qualité de la régression en s'appuyant sur les coefficients de détermination (r^2) et de minimisation des résidus (évolution des score non montré dans ce travail). Le modèle intègre le premier prédicteur qui est simplement celui qui a la plus forte corrélation avec le prédicant. Ensuite il continue à intégrer de nouveaux prédicteurs qui aident à améliorer la prévision du prédicant tant que l'amélioration de cette prévision reste significative. L'ajout de nouveaux prédicteurs stoppe lorsque le gain, en termes de coefficient de détermination, entre deux itérations de la procédure, est non significatif (test de Fisher, seuil de confiance de 95 %).

b) Application

Dans cette approche régionale, le **prédicant** y est un indice décrivant la variabilité de chaque DIS entre 1961 et 2001 à l'échelle de l'ensemble Kenya-Tanzanie du nord. On utilise pour cela la chronique temporelle décrivant le premier mode de variabilité inter annuelle du descripteur pluviométrique (par exemple le DSP) calculé à partir de l'ACP multi combinaison (section 2.1.2 b, chapitre 2). Les **prédicteurs** x_i sont des indices climatiques (modes océano-atmosphériques ; dynamique atmosphérique) obtenus à partir des investigations réalisées dans les sections et chapitres précédents.

La régression donne des résultats quantitatifs dont les unités sont semblables à celles du prédicant. Toutefois, pour pouvoir estimer les performances du modèle au travers de scores statistiques tel que les scores de réussite ou de Heidke, il est nécessaire de transformer l'information quantitative observée et estimée en une information qualitative renseignant sur la précocité des saisons des pluies de la période 1961 – 2001. Les séries y et y' sont donc a posteriori, discrétisées à l'aide de terciles et réparties dans les 3 catégories : précoce, normal et tardif. Un simple comptage permet ensuite l'élaboration d'un tableau de contingence indispensable pour le calcul des scores de performance.

c) Colinéarité des prédicteurs

Des variables sont dites **colinéaires** si elles sont des combinaisons linéaires d'autres variables. Ce phénomène se produit lorsque le nombre de variables prises en compte pour décrire une situation augmente. La description de cette situation n'exigeant, dans la plupart des cas, qu'une quantité limitée d'information, l'apport de nouveaux prédicteurs ne fait qu'ajouter de l'information déjà présente (Belsley et al. 1980, Foucart, 2006). En fait, la colinéarité statistique est un réel problème pour toute technique prédictive linéaire, et si elle n'est pas « traitée », elle peut engendrer plusieurs biais :

- Une instabilité des valeurs numériques des paramètres de modèle, qui en rendent l'interprétation impossible. Les coefficients de régression estimés peuvent être artificiellement élevés en valeurs absolue (Foucart, 2006).
- Une instabilité du modèle lui-même, dont les prédictions deviennent peu fiables.
- Des erreurs numériques dans les calculs de diverses grandeurs, dont les paramètres eux-mêmes, habituellement en raison de dénominateurs prenant de très petites valeurs.

Pour essayer de contourner ce problème de colinéarité, plusieurs techniques statistiques peuvent être appliquées sur la matrice de prédicteurs potentiels (Berry & Feldman, 1985). Dans ce travail, le degré de colinéarité entre les prédicteurs potentiels est recherché en utilisant deux techniques statistiques: le **facteur d'inflation de la variance (VIF)**, complété par l'examen des corrélations linéaires entre prédicteurs.

Dans un modèle de régression, le facteur d'inflation de la variance (Stine, 1985 ; Freund et al., 2003) estime l'impact d'une redondance d'information entre l'ensemble des prédicteurs sur la précision de l'estimation (Robinson et Randall., 2009). Il exprime le degré de colinéarité entre les variables explicatives et peut être utilisé avec des prédicteurs définis sous forme

d'indices (Hastenrath, 1995 ; Philippon, 2002). Il se définit à partir des coefficients de corrélation multiples R_k^2 obtenus en réalisant la régression de chacun des prédicteurs par les autres prédicteurs (Hawkins et Eplett, 1982).

$$VIF = \frac{1}{1-R_k^2} \quad (\text{eq. 4.2})$$

Le VIF est d'autant plus élevé que le prédicteur testé est corrélé à une combinaison linéaire des autres prédicteurs. Robinson et Randall (2009), citant Belsley et al. (1980) rappellent une règle générale qui considère qu'un prédicteur est considéré comme fortement colinéaire avec les autres lorsqu'il présente un VIF supérieur à 10. Ce même seuil, préalablement suggéré par Chatterjee et Price (1977) et également appliqué par Philippon et al. (2002) lors de ses travaux sur l'établissement de modèles prédictifs de cumuls saisonniers à partir de RLM, sera utilisé par la suite.

L'approche à l'aide du VIF est complétée par une matrice de corrélation calculée sur les couples de prédicteurs. A la différence du VIF, qui permet seulement de repérer d'éventuelles colinéarités, la matrice de corrélation finale, permet en plus de repérer les prédicteurs qui sont fortement corrélés les uns aux autres. Cette information sera donc utilisée pour vérifier que les prédicteurs choisis par la RLM pas à pas ne sont pas corrélés entre eux.

4.3.1.3 - L'analyse des corrélations canoniques (ACC)

a) Principes généraux

L'analyse canonique est une méthode utilisée en statistique descriptive multivariée. Glanh (1968) fut l'un des premiers à appliquer cette méthode pour appréhender la prévision statistique de conditions climatiques. Elle présente des analogies à la fois avec l'Analyse en Composantes Principales (ACP), pour la construction et l'interprétation des graphiques, et avec la régression linéaire, pour la nature et la gestion des données. L'objectif général d'une analyse canonique est d'explorer les relations susceptibles d'exister entre deux ensembles de variables quantitatives observées sur les mêmes individus. Le principe de l'analyse canonique est semblable à celui de l'ACP dans la mesure où il consiste à chercher une base privilégiée dans l'espace des variables. En ACP, le critère utilisé pour rechercher cette base est la maximisation de la variance des variables principales; en analyse canonique c'est la maximisation de la corrélation entre les couples de variables canoniques successives.

b) Application

Dans la suite du travail, l'ACC est utilisée d'une part pour mettre en relation les DIS analysés (les dates de démarrage et fin de saison, cette fois à l'échelle stationnelle) avec des champs atmosphériques, puis utiliser les simulations atmosphériques du MCGA ECHAM 4.5 pour fournir une prévision des DSP et FSP à l'échelle locale. Cette technique offre la possibilité de mettre en liaison deux champs totalement différents où les variables représentent l'espace et les observations le temps. Les champs atmosphériques considérés seront les vents à 850 et 200 hPa (prédicteurs), qui seront mis en relation avec les dates de démarrage et fin de saisons des pluies dans les 53 stations (prédicteurs). L'ACC permettra donc de relier des signaux d'échelle régionale ou planétaire (le champ de vent dans notre cas) à des signaux locaux (les DSP et FSP stationnelles).

L'ACC décompose les relations en modes de co-variabilité. L'interprétation de chacun des modes obtenus par ACC s'appuie sur:

- les coefficients temporels d'expansion pour le prédicteur (DIS stationnels) et pour les prédicteur(s) (champs de vents) ; il s'agit de 2 chroniques temporelles (1961-2001) décrivant les 2 champs analysés. L'ACC extrait des modes qui maximisent la corrélation entre le coefficient temporel d'expansion du prédicteur et celui du prédicteur.
- le champ de corrélations homogène (HO) qui correspond à la corrélation entre le champ initial du prédicteur et son coefficient temporel d'expansion. Ce champ permet de connaître la structure spatiale associée au coefficient temporel d'expansion.
- le champ de corrélation hétérogène (HE) calculé comme la corrélation entre le champ du prédicteur et le coefficient temporel d'expansion du prédicteur. Ce champ présente un intérêt dans une perspective de prévision.

4.3.2 – Prévisibilité des descripteurs des long rains

Cette section est dédiée à la prévision rétrospective des DSP et FSP des long rains 1961-2001 à deux échelles, d’abord l’échelle régionale (DSP et FSP moyens de l’ensemble Kenya et Tanzanie du nord) et ensuite à l’échelle des stations.

4.3.2.1 - Echelle régionale

a) Prédicteurs potentiels : indices climatiques régionaux

Les prédicteurs sont établis à partir des investigations réalisées dans le chapitre 3 sur les téléconnexions entre les DIS et les différentes variables océaniques et atmosphériques observées. Ces investigations par composites et corrélations permettent de localiser les régions dans lesquelles la variabilité interannuelle des champs analysés est significativement reliée à la variabilité des prédicteurs (1961-2001). Ces cartes ont été établies au pas de temps mensuel, ce qui permet de regarder la persistance spatio-temporelle des signaux repérés.

Un panel global de 17 indices, mixant des indices océaniques et atmosphériques, a été élaboré pour appréhender la prévision de tous les DIS des long rains (Fig. 4.23). Ils sont calculés comme étant la moyenne de février-mars-avril pour DSP et la moyenne avril-mai pour FSP des valeurs du champ considéré dans une zone géographiquement délimitée par des coordonnées de longitudes et de latitudes (Tab. N). Avant d’être soumis à la régression, ils sont normalisés assurant ainsi l’homogénéité de l’ensemble des données en donnant le même poids à chacun des prédicteurs.

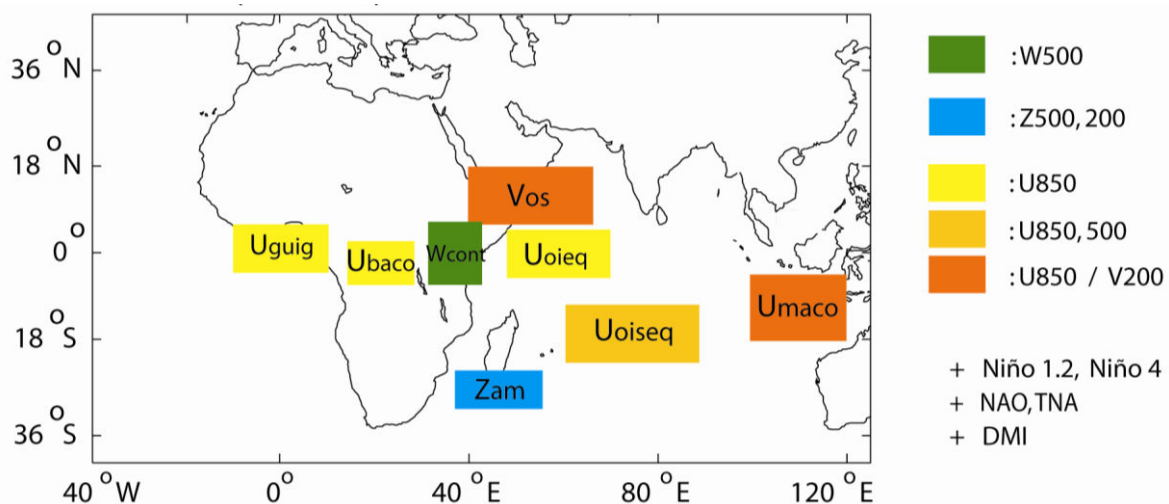


Figure 4.23 : Répartition des indices climatiques définis comme des prédicteurs potentiels des descripteurs des « long rains ». Par souci de simplification, les prédicteurs relatifs au démarrage, à la fin et au cumul des long rains ont été regroupés sur la même carte.

Les indices océaniques sont au nombre de cinq. Deux d'entre eux matérialisent l'implication des TSO de l'océan Pacifique (chapitre 3), il s'agit des indices Niño 1.2 et Niño 4. Deux autres prédictors renseignent l'évolution des champs océano-atmosphériques atlantiques à partir des indices NAO et TNA qui apparaissent connectés à la variabilité de DSP. Enfin, le DMI, qui témoigne de l'implication des TSO du bassin indien dans la modulation des FSP des « long rains », est le dernier indice océanique retenu comme prédictor potentiel.

Les indices atmosphériques décrivent 4 variables, à savoir le vent zonal et méridien, le géopotential et la vitesse verticale (Tab. 4.3), à différents niveaux troposphériques. Les indices relatifs à la dynamique du vent sont les plus nombreux parmi ceux retenus (quatre pour les flux de basses couches, deux ceux de haute troposphère et un ceux de moyenne troposphère).

- U_{baco} (pour U 'bassin congolais') capte les anomalies de flux zonaux au-dessus du bassin congolais à 850 hPa. Cet indice permet d'appréhender l'advection d'humidité venue de l'Atlantique sud, sur la région. Il a notamment été utilisé par Camberlin et Philippon (2002) pour la prévision des cumuls saisonniers de la période 1968 – 1997.

- U_{guig} (pour U 'guinean gulf') est retenu pour capter les anomalies zonales de basses couches liées à une modification du gradient thermique entre l'atlantique sud et le continent africain.

- U_{maco} (pour U 'maritime continent') regroupe en réalité 2 indices, le premier renseigne la dynamique de flux zonal à 850 hPa au-dessus du continent maritime et le second à 200hPa. Ils seront donc différenciés par les désignations $U_{maco850}$ et $U_{maco200}$.

- U_{oieq} (pour U 'océan indien équatorial') matérialise les anomalies dans la circulation zonale à 850 hPa au-dessus de l'océan indien ouest équatorial.

- U_{oiseq} (pour U 'océan indien sud équatorial') est un indice permettant de considérer les anomalies de flux zonaux dans la basse et moyenne troposphère, au-dessus du bassin indien sud.

- V_{os} & U_{os} (pour UV 'oman sea') sont des indices qui représentent les anomalies de flux au-dessus de la mer d'Oman. V_{os} capte les anomalies de vent méridien à 200 hPa tandis que U_{os} capte les anomalies de vent zonal à 850 hPa. Les signaux ayant servi à créer ces indices sont mis en exergue par les composites rattachées aux DSP précoces et tardifs, et aux FSP tardifs.

- W_{cont} (pour W 'continental') représente les anomalies de vitesse verticale dans la moyenne troposphère localisées au-dessus de l'Afrique de l'Est. Des indices semblables ont déjà été utilisés dans des travaux précédents mais se référaient aux short rains (Philippon et al., 2002).

- Z_{am} (pour Z 'anticyclone des Mascareignes') capte les modulations de pression dans la région des Mascareignes au sud de Madagascar. Deux indices ont été établis, le premier à 500 et le second à 200 hPa pour décrire les crêtes / talwegs qui se développent au sud-ouest de l'anticyclone des Mascareignes.

Tableau 4.3 : Coordonnées géographiques des indices atmosphériques retenus comme prédicteurs potentiels des DIS des long rains.

	Latitudes	Longitudes
U_{baco}	7°S - 2°N	15°E - 28°E
U_{oieq}	5°S - 5°N	47°E - 72°E
U_{guig}	5°S - 5°N	15°W - 15°E
U_{oiseq}	7°S - 22°S	60°E - 90°E
U_{maco}	18°S - 2°S	100°E - 120°E
$V_{OS} - U_{OS}$	18°N - 5°N	42°E - 70°E
W_{cont}	7°S - 10°N	32°E - 45°E
Z_{am}	23°S - 30°S	38°E - 55°E

Le grand nombre de prédicteurs potentiels est lié au fait que les prédicants, DSP et FSP, sont par définition asynchrones, et non corrélés en variabilité interannuelle. Toutefois, l'ensemble des 17 prédicteurs ne vont pas être incorporés aux modèles RLM, dans la mesure où leur sélection repose sur une méthode « pas-à-pas ». Dans la suite du travail, la mise en place de modèles explicatifs sera néanmoins systématiquement associée à une étape analytique testant la redondance d'information dans les prédicteurs retenus.

b) Spécification des prédicants à partir des indices ERA 40 en synchrone

Pour rappel, il ne s'agit pas de faire de la prévision des DIS mais plutôt d'évaluer le potentiel de prévision à partir d'indices climatiques calculés sur les champs observés en synchrone de la saison des pluies, c'est-à-dire d'estimer les performances qu'il est possible d'atteindre en supposant une prévision parfaite de l'état des TSO et de l'atmosphère par ECHAM 4.5.

Un premier modèle de RLM est établi pour tenter de reproduire la variabilité inter annuelle (1961 – 2001) de chacun des prédicteurs des long rains. Il est construit en utilisant des indices calculés à partir des données d’observation (réanalyses ERA40 pour les champs atmosphériques, qui feront office d’observations). Les indices océaniques et atmosphériques sont calculés comme étant la moyenne des mois de février-mars-avril pour DSP et mai pour les FSP.

i/ Les démarrages de saison des long rains à partir des champs observés - DSP_{LRera}

Si les prédicteurs définis précédemment expliquent une part élevée de variance des dates de démarrage des long rains, alors le modèle devrait être capable de très bien reproduire la variabilité interannuelle des dates de démarrage. Le cas contraire montrerait que la définition des prédicteurs potentiels n’est peut-être pas optimale ou que les champs investigués ne sont pas suffisants.

Le modèle RLM établi a retenu 2 prédicteurs (Tab. 4.4), qui ont des contributions presque équivalentes, comme le montrent les coefficients de régression. Le plus influent est Wcont, c’est à dire la vitesse verticale au-dessus de la région. Comme décrit dans le chapitre 3, les DSP_{LR} tardifs sont associés à des anomalies positives synonymes de subsidence d’air au-dessus de la région et donc d’absence de pluie. Le second prédicteur, Ubaco500, considère les flux zonaux dans les couches moyennes de l’atmosphère au-dessus du bassin du Congo. Ce signal est particulièrement visible dans les composites associées aux DSP précoces des long rains (Fig. 3.1, chapitre 3). Il suggère que des anomalies d’ouest sur la cuvette Congolaise sont plutôt favorables à des DSP_{LR} précoces.

Tableau 4.4 : Caractéristiques de la RLM relative à la spécification des DSP des long rains 1961-2001 par les données d’observation et de réanalyses ERA-40. A chaque prédicteur retenu pour construire le modèle est associé son coefficient de régression, son VIF ainsi que son coefficient de corrélation simple avec le prédicteur.

	Prédicteurs	Coef. corrélation	Coef. régression	VIF
DSP_{LRera}	Wcont	0.61	0.44	1.20
	Ubaco500	-0.58	-0.38	1.20

Le coefficient de corrélation multiple obtenu en validation croisée est égal à 0.62. La relative faiblesse de ce coefficient souligne les difficultés rencontrées lors de l'étape analytique servant à choisir des prédicteurs potentiels associés aux DSP_{LR} : pas de signaux très significatifs, faible persistance temporelle, mais également multiplicité des facteurs explicatifs se combinant de manière pas forcément linéaire.

La transformation des estimations quantitatives en caractères qualitatifs (précoce/normal/tardif) confère des scores de performance modérées puisque la réussite est à 59 % et le score de Heidke n'atteint pas les 0.40 (Tab. 4.5b). L'analyse du tableau de contingence (Tab. 4.5a) laisse entrevoir quelques satisfactions tout de même dans la mesure où le modèle produit très peu de grosses erreurs (telles que prévoir un DSP tardif alors qu'il est DSP précoce et inversement). En revanche, le modèle semble difficilement faire la distinction entre les années précoces et normales, et semble plus à son aise pour différencier les années tardives des années normales. Ce constat est probablement dû à la discrétisation réalisée, dans une situation où beaucoup d'années sont finalement proche de la normale.

En termes de spécification, le constat est donc plutôt mitigé quant à la capacité à reproduire la variabilité des DSP_{LR} à partir d'indices océano-atmosphériques synchrones.

Tableaux 4.5 : Performance de prévision de la précocité des DSP (long rains) à partir du modèle RLM+ERA40. Tableau de contingence (a) et scores de performances (b) avec r, le coefficient de corrélation entre les séries de DSP observée et estimée ; RS, le taux de réussite de prévisions correctes et HSS le score de Heidke.

a.		DSP observées		
		précoces	normales	tardives
DSP prévues	Précoces	9	5	0
	Normales	4	5	4
	Tardives	1	3	10

b.	R	RS	HSS
	0.62	0.59	0.38

ii/ La fin de saison des long rains à partir des champs observés : FSP_{LRera}

Le modèle développé pour appréhender la variabilité inter annuelle de FSP_{LRera} est basé sur 2 prédicteurs complètement indépendants les uns des autres (VIF, Tab. 4.6) et assez complémentaires dans leur capacité à moduler les FSP.

Le premier est le même que pour DSP_{LRera} puisqu'il s'agit de la vitesse verticale au-dessus de la région. Cette variable semble donc importante pour expliquer le phasage de la saison pluvieuse du printemps boréal.

Le second prédicteur, Uos, décrit les anomalies de flux zonaux dans le nord de l'océan Indien, du centre de la mer d'Oman jusque sur la région est-africaine. Des anomalies d'est peuvent favoriser le transport d'humidité en direction de la région.

Le troisième indice retenu caractérise le comportement des flux zonaux de basses couches à proximité du continent maritime.

Enfin, l'indice DMI montre l'implication des TSO de l'océan Indien dans la variabilité de la fin des long rains. Sans pouvoir parler directement de dipôle, il suggère qu'un réchauffement de l'ouest du bassin indien favorise le maintien de conditions humides est plutôt associé à un retard de fin de saison des pluies.

Tableau 4.6 : Caractéristiques de la RLM relative aux FSP des long rains 1961-2001. A chaque prédicteur ERA 40 retenu pour construire le modèle est associé son coefficient de régression, son VIF ainsi que son coefficient de corrélation simple avec le prédicteur.

	Prédicteurs	Coef. Corrélation	Coef. régression	VIF
FSP_{LRera}	Wcont	-0.46	-0.43	1.14
	Uos	-0.52	-0.41	1.12
	Umaco850	0.16	0.38	1.17
	DMI	0.39	0.28	1.20

Le coefficient de corrélation multiple obtenu en validation croisé est égal à 0.58 (Tab. 4.7b). Il semble donc que le modèle RLM éprouve quelques difficultés à reproduire correctement la variabilité interannuelle des FSP_{LR} pour la période 1961-2001.

Ces difficultés sont à relativiser car les performances en termes de prévision probabiliste sont honorables (réussie de 56% et HSS de 0.34).

Tableaux 4.7 : Tableau de contingence confrontant la précocité des FSP (long rains) observés et estimés à partir du modèle RLM + indices ERA40 (a) et scores de performances (b) avec R, le coefficient de corrélation entre les séries de DSP observée et estimée ; RS, le taux de réussite de prévisions correctes et HSS le score de Heidke.

a.		DSP observées		
		précoces	normales	tardives
DSP prévues	Précoces	7	6	1
	Normales	6	5	2
	Tardives	1	2	11

b.	R	RS	HSS
	0.58	0.56	0.34

Dans l'ensemble, les performances obtenues à partir de l'observation sont faibles ce qui laisse penser qu'a priori il ne faut pas s'attendre à des scores intéressants avec un modèle forcé par des TSO prévues.

c) Prédiction rétrospective des DIS des long rains à partir des indices ECHAM 4.5

Désormais les indices sont calculés à partir des simulations en mode prévision issues du modèle ECHAM 4.5. Les paramètres spatiaux, à savoir les coordonnées géographiques utilisées pour le calcul des indices, restent inchangés. Il en est de même pour la période considérée, puisque les indices sont une moyenne pluri-mensuelle des mois de février-mars-avril pour DSP et mai pour FSP. Pour la saison des long rains, le modèle est initialisé au 1^{er} Janvier soit 1 mois avant le début de la période d'étude.

i/ Les démarrages des long rains - $DSP_{LRecham}$

La modélisation de la variabilité des dates de démarrage régionales à partir des indices calculés à partir des simulations basées sur les TSO prévues par analogues (RLM_{ANALOG}) s'est appuyée sur 2 prédicteurs (Tab. 4.8). Le premier est un prédicteur océanique puisqu'il s'agit de l'indice Niño1.2, et le second est un prédicteur atmosphérique représentant le vent zonal à 850 hPa au-dessus du continent maritime. Ces indices diffèrent de ceux retenus dans la spécification (section précédente).

Tableau 4.8 : Caractéristiques de la RLM relative aux DSP des long rains 1961-2001. A chaque prédicteur ECHAM 4.5 retenu pour construire le modèle est associé son coefficient de régression, son VIF. L'annotation 'nd' signifie que le modèle n'a pas été défini.

	Prédicteurs	Coef. corrélation	Coef. régression	VIF
RLM _{ANALOG}	Nino12	0.36	0.47	1.14
	Umaco850	0.21	0.34	1.14
RLM _{ECMWF}	Wcont	-0.28	-0.27	1.7
RLM _{COUPLE}	nd	nd	nd	nd

Avec une corrélation de 0.31 obtenue en validation croisée, le modèle de RLM paraît peu performant pour reconstruire les dates de démarrage des 41 saisons. La distribution du nuage de point par rapport à la première bissectrice (adéquation parfaite entre estimations et observations) indique que les extrêmes sont mal reproduits par le modèle (non montré). Les scores de performance sont légèrement plus encourageants, avec une réussite de 54 % et un score de HSS de 0.30 (Tab. 4.9b). Néanmoins le tableau de contingence (Tab. 4.9a) permet de constater que le modèle produit de grosses erreurs en prévoyant par exemple 3 saisons tardives alors qu'elles sont précoces dans l'observation et 2 précoces alors qu'elles sont catégorisées comme tardives dans l'observation.

Les mêmes commentaires s'appliquent aux résultats obtenus à partir des simulations basées sur les TSO prévues par le modèle ECMWF (Tab. 4.9). La seule différence réside dans les prédicteurs retenus puisque, seul, un prédicteur atmosphérique a été considéré par la RLM. Ce prédicteur matérialise la vitesse verticale à 500 hPa à proximité de la région d'étude.

Enfin, aucune RLM n'a pu être construite à partir des simulations forcées par les TSO issues de modèle couplé.

Tableaux 4.9 : Tableau de contingence confrontant la précocité des DSP (long rains) observés et estimés à partir du MOS – RLM + indices ECHAM 4.5 (a) et scores de performances (b) avec R, le coefficient de corrélation entre la série de DSP observées et estimées ; Reu, le taux de réussite de prévisions correctes et HSS le score de Heidke. Les simulations ECHAM 4.5 sont basées sur des TSO analogues (bleu) et les ‘TSO ecmwf’ (rouge).

a.		DSP observées			b.			
		précoces	normales	tardives				
DSP prévues	Précoces	9 / 8	3 / 4	2 / 2	R	RS	HSS	
	Normales	2 / 5	6 / 3	5 / 5	RLM _{ANALOG}	0.31	0.54	0.30
	Tardives	3 / 1	4 / 6	7 / 7	RLM _{ECMWF}	0.28	0.45	0.17

ii/ La fin de saison des long rains- FSP_{LR}

Le modèle **RLM_{ANALOG}** construit pour expliquer la variabilité des FSP_{LR} n’a retenu qu’un seul indice océanique qui est le DMI (Tab. 4.10), retenu plus haut dans la spécification. A lui seul ce prédicteur permet d’expliquer 16 % de la variabilité des long rains sur la période 1961-2001. La qualité des prévisions fournies n’est pas très bonne car si la réussite se rapproche des 50 %, le coefficient de régression multiple obtenu en validation croisée est égal à 0.23. Les difficultés à appréhender la variabilité inter annuelle des FSP des long rains n’est pas une surprise. En effet, il faut se rappeler que dès l’étude de cohérence spatiale menée dans le chapitre 2, ce descripteur montrait une cohérence spatiale interannuelle très médiocre.

Le modèle **RLM_{ECMWF}** est construit à partir de 5 prédicteurs atmosphériques. Les 2 principaux prédicteurs (Vos et Uos) décrivent le comportement des anomalies de vent zonal et méridien au-dessus de la mer d’Oman, en accord avec la spécification (ci-dessus). Ensuite viennent s’ajouter dans l’ordre d’importance, Uoiseq850 qui souligne le rôle des flux zonaux de basses couches au-dessus de l’océan Indien qui, s’ils sont orientés vers l’ouest (est), peuvent contribuer à une advection (un déficit) d’humidité sur la région. Enfin les 2 derniers prédicteurs, décrits par des coefficients de régression moins importants (Tab. 4.10) représentent respectivement, les fluctuations du niveau de pression dans la moyenne troposphère au niveau de l’anticyclone des Mascareignes (Z500) et les anomalies de vitesse verticale au-dessus de la région (Wcont). Cette combinaison de prédicteur contribue à l’obtention d’un modèle performant dont le coefficient de corrélation multiple obtenu en

validation croisée est de 0.68 et les scores de réussite et de Heidke sont respectivement égaux à 0.59 et 0.38 (Tab. 4.11b).

Tableau 4.10 : Caractéristiques de la RLM relative aux FSP des long rains 1961-2001. A chaque prédicteur ECHAM 4.5 retenu pour construire le modèle est associé son coefficient de régression, son VIF.

	Prédicteurs	Coef. corrélation	Coef. régression	VIF
RLM_{ANALOG}	DMI	0.39	0.38	/
RLM_{ECMWF}	Vos	0.10	-1.51	9.1
	Uos	-0.20	-1.03	7.6
	Uoiseq850	0.49	0.65	1.7
	Zam500	-0.44	-0.41	1.3
	Wcont	-0.28	-0.27	1.7

RLM_{ANALOG} a tendance à produire d'avantage de grosses erreurs que RLM_{ECMWF} surtout lorsqu'il s'agit de faire la distinction entre les FSP_{LR} normaux et tardifs.

Tableaux 4.11 : Tableau de contingence confrontant la précocité des FSP observées et estimées à partir du MOS - RLM+ECHAM 4.5 (a) et scores de performances (b) avec R, le coefficient de corrélation entre la série de DSP observées et estimées ; Reu, le taux de réussite de prévisions correctes et HSS le score de Heidke. Les simulations ECHAM 4.5 basées sur des TSO analogues (bleues), des 'TSO ecmwf' (rouges) sont présentées.

a.		DSP observées			b.			
		précoces	normales	tardives				
DSP prévues	Précoces	9 / 9	3 / 3	2 / 2	R	Reu	HSS	
	Normales	2 / 4	6 / 6	5 / 3	RLM_{ANALOG} 0.31	0.54	0.30	
	Tardives	3 / 1	4 / 4	7 / 9	RLM_{ECMWF} 0.28	0.59	0.38	

4.3.2.2 –Echelle locale

Cette section est consacrée à la prévisibilité potentielle des dates de démarrage et fin des long rains à échelle plus fine afin d'être en mesure, in fine, d'apporter une prévision probabiliste à l'échelle locale (station, parcelle).

L'approche par modélisation statistico dynamique est conservée, à la différence que la mise en relation des prédictants (les DIS) avec les prédicteurs (simulations du modèle ECHAM 4.5) ne se fait plus via une RLM mais une ACC, technique permettant de mettre en lien deux champs l'un avec l'autre. Les ACC sont appliquées à des prédicteurs combinés composés du vent zonal et méridien à 850 et 200 hPa, soit 4 prédicteurs combinés. En effet, ces variables sont celles qui présentent le plus de relation significatives avec DSP et FSP (chapitre 3). Il est important de préciser qu'en combinant ces 2 niveaux, les circulations cellulaires seront favorisées dans le prédicteur. Or si le predictant n'est pas relié à ce type de circulation cellulaire le MOS risque d'être affaibli. Les modes d'ACC qui présentent des corrélations significatives entre les coefficients d'expansion associés au prédictant et au prédicteur sont retenus.

Seuls les résultats relatifs au DSP sont présentés en détail ; ceux portant sur les FSP sont résumés en fin de section. Pour faciliter l'interprétation des cartes, les corrélations montrant le degré de relation entre les dates de démarrage/fin à la station et les champs de vents ont été transformées en information qualitatives. Ainsi les corrélations positives (négatives) suggérant un démarrage plutôt tardif (précoce) ont été remplacées par l'information « tardif » / « précoce ».

a) Spécification : ACC à partir des champs de vent ERA40

La spécification présentée dans cette partie consiste à explorer les champs de vents combinés issus de l'observation (réanalyses ERA40). Il s'agit d'établir une base de comparaison pour la suite afin de pouvoir estimer les performances du MOS construit autour des champs de vents ECHAM 4.5 prévus. Les scores de performance qui découleront du modèle ACC+ERA40 feront donc office de référence.

Le premier mode canonique associe les variations du DSP des long rains sur une grande partie de la région (Fig. 4.24a) avec des anomalies de vents fortement significatives dans les hautes et basses couches atmosphériques sur la période février-avril. Les hautes couches (Fig. 4.24b) se singularisent par la présence, en années tardives, de fortes anomalies d'est qui

s'étendent du continent maritime jusque vers le milieu de l'océan Indien. A ce niveau, ces anomalies se scindent en 2 branches distinctes, l'une vers le nord-ouest au-dessus de la péninsule arabique et l'autre s'orientant vers le sud-ouest au-dessus de Madagascar. Ceci indique la mise en place d'une divergence d'altitude au-dessus de l'Afrique de l'est, ce qui est plutôt favorable au développement de conditions instables en surface, autrement dit l'arrivée des précipitations. Dans les basses couches (Fig. 4.24c), les anomalies significatives importantes pour la pluviométrie de la région, sont localisées entre 40°E et 100°E dans le sud du bassin indien. En se superposant aux conditions normales observées en février-mars-avril, ces anomalies suggèrent qu'une intensification des flux de sud-est est reliée à un démarrage de saison précoce pour les long rains. Toutefois en dépit d'une bonne adéquation entre les coefficients temporels d'expansion (Fig. 4.24), et même si les configurations décrites apparaissent logiques, seulement 13.7 % de la variabilité des DSP est expliquée par ce mode.

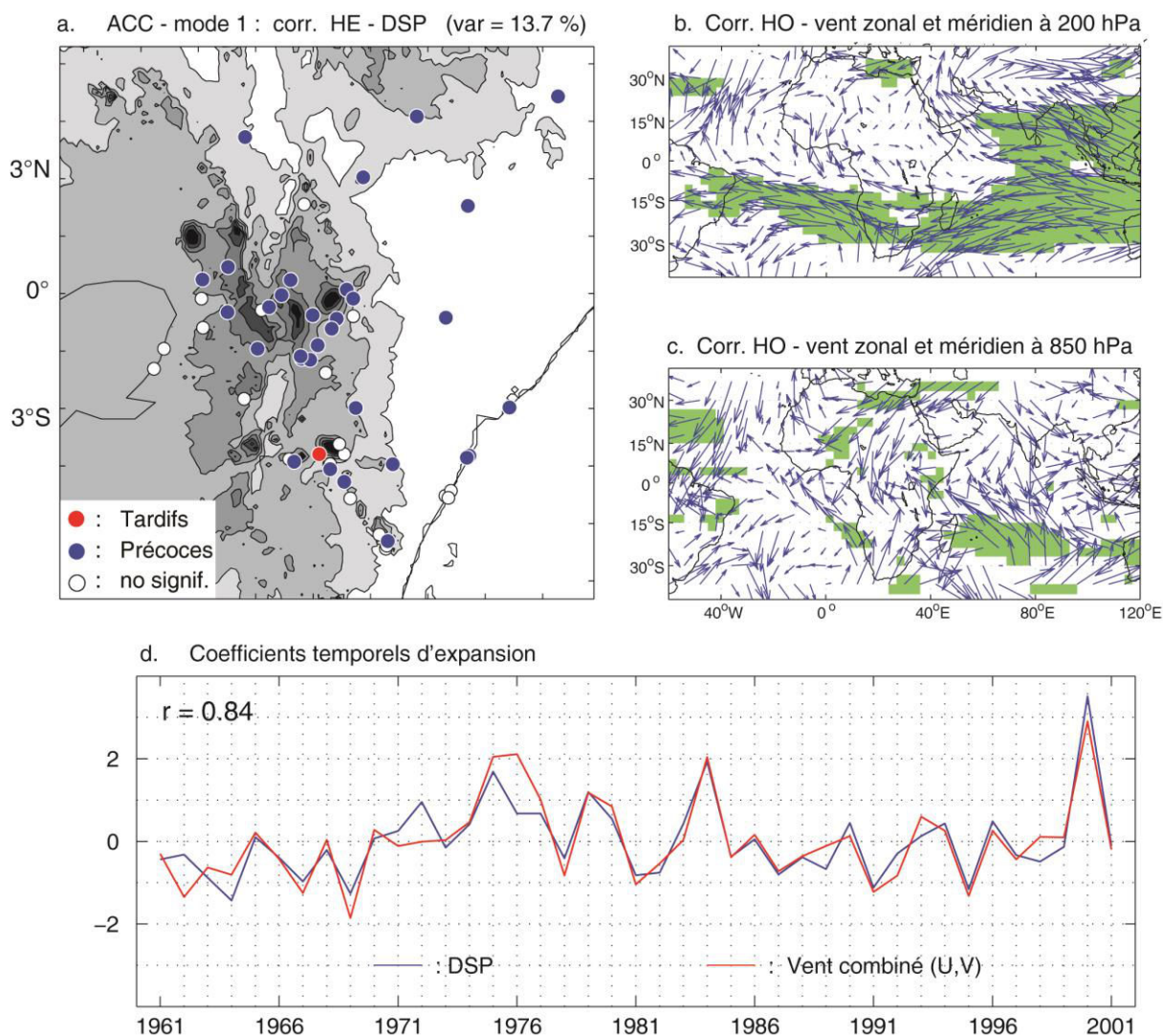


Figure 4.24 : Champs de corrélations hétérogènes du 1^{er} mode ACC du démarrage des long rains (a) et du vent (zonal et méridien) dans les bas et hauts niveaux troposphériques, issu des réanalyses ERA40 (b). Coefficients temporels d'expansion associés à ce couplage (c).

La spécification des DSP à partir des réanalyses ERA 40 donne des performances médiocres qui se traduisent par des scores moyens de réussite ne dépassant pas les 40% et de Heidke égal à 0.12 (Tab. 4.12) toutes stations confondues. La corrélation moyenne (0.23) est basse également.

Les résultats obtenus pour les FSP sont encore moins bons (Tab. 4.12) ; ils montrent une totale incapacité du modèle à reproduire la variabilité inter annuelle locale de la fin des long rains.

Tableau 4.12 : Scores de Corrélation, Réussite et Heidke obtenus comme la moyenne des scores stationnels pour les DSP et FSP des long rains 1961-2001 associés au MOS – ACC + ERA 40.

	Corrélation	Réussite	Heidke
DSP	0.23	0.39	0.12
FSP	0.04	0.34	0.12

Spatialement, pour les DSP, ces performances évoluent localement entre 30 et 40 % de réussite (Fig. 4.25a). Il est difficile d’extraire une géographie des réussites mais la figure Na permet de constater tout de même que les performances sont un peu meilleures sur les hautes-terres. Les prévisions dépassent 50 % de réussite dans seulement 3 stations très éloignées les unes des autres. Les scores de Heidke dépassent difficilement les 0.10 à 0.20 (Fig. 4.25b). Le constat reste, à quelques détails près, le même pour les FSP qui déclinent localement des performances également faibles (non montré). La faiblesse des corrélations obtenues entre les chroniques de prédicants observées et celles simulées insiste sur l’incapacité du modèle à reproduire correctement, à l’échelle locale, la variabilité inter annuelle des démarrages et fins des long rains 1961-2001.

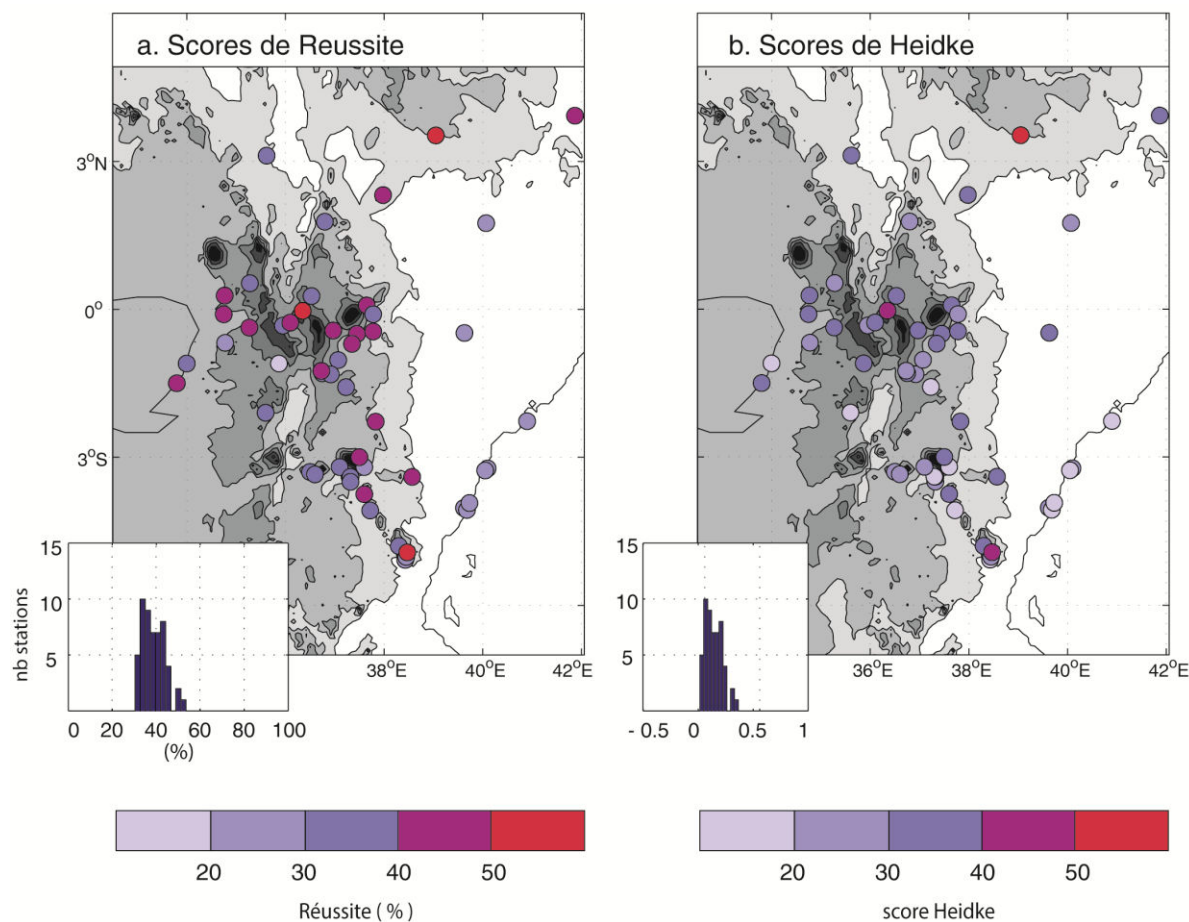


Figure 4.25 : Scores de réussite(a) et scores de Heidke (b, multipliés par 100) stationnels associés à la prévision du DSP des long rains 1961-2001 à partir d'un MOS traitant des champs de vents ERA40. Les histogrammes indiquent la distribution des scores entre les 53 stations du réseau.

b) Potentiel de prévision d'ECHAM 4.5 : MOS à partir des simulations forcées par les TSO observées

En dépit de la médiocrité des performances obtenues en spécification, celles obtenues avec le modèle ECHAM 4.5 sont néanmoins testées succinctement.

Le premier mode présente un champ de corrélation entre les dates de démarrage et les champs de vents relativement homogène sur l'ensemble de la région (Fig. 4.26a). Néanmoins, près d'un quart des stations (les cercles blancs sur la figure 4.26a) ne sont pas concernées par ce premier mode canonique, ce qui suggère que la variabilité inter annuelle de leur DSP est principalement contrôlée par d'autres facteurs plus influents ou purement locaux. Le signal dans le champ de vent est très localisé (Atlantique Sud) et très différent de celui obtenu à partir des données ERA40. Il n'est pas utile de commenter davantage les résultats obtenus ici tant les signaux (configuration de vent et coefficients temporels d'expansion) diffèrent de la

spécification présentée ci-dessus. Le premier mode décrit une autre variabilité que celle mise en évidence à partir de l'observation.

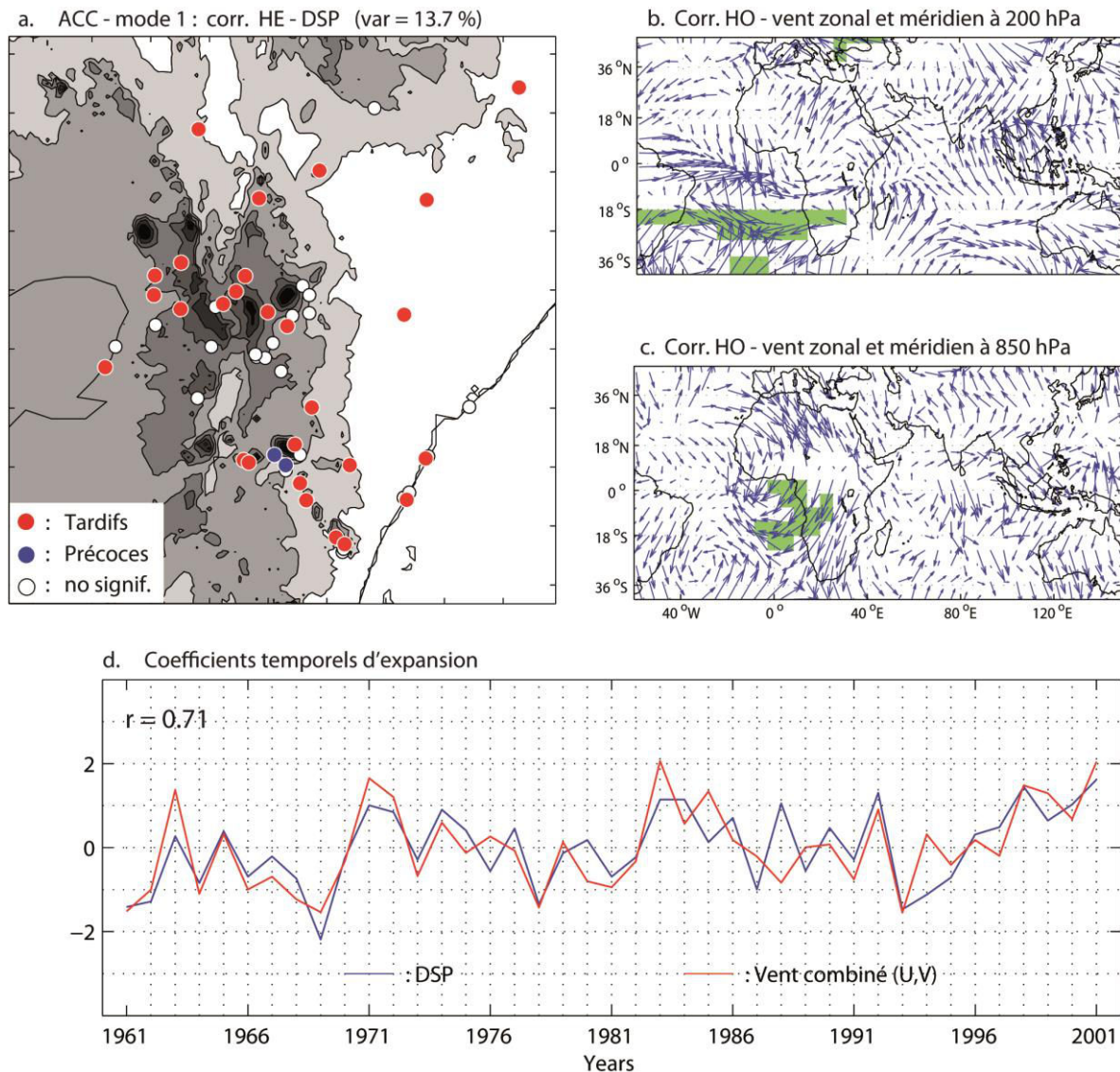


Figure 4.26 : Champs de corrélations hétérogènes du 1^{er} mode ACC du démarrage de saison des pluies (a) et du vent (zonal et méridien) dans les bas et hauts niveaux troposphériques (b). Coefficients temporels d'expansion associés à ce couplage (c) issu du 'MOS simulations forcées'.

En termes de performances, que ce soit pour DSP ou FSP, les scores de réussite ne dépassent pas les 40 % et les scores de Heidke restent à 0 (Tab. 4.13). La faiblesse des scores de corrélations montre que la variabilité interannuelle est très mal reproduite par le modèle.

Tableau 4.13 : Scores de Corrélation, Réussite et Heidke obtenus comme la moyenne des scores stationnels pour les DSP et FSP des long rains 1961-2001, issu du MOS – ACC + simulations ECHAM 4.5 forcées par des TSO observées.

	Corrélation	Réussite	Heidke
DSP	0.26	0.39	0.02
FSP	0.06	0.36	-0.04

c) Prévisibilité effective d'ECHAM 4.5 : MOS à partir des simulations prévues

Même si les performances ont peu de chance d'être meilleures qu'avec les simulations ECHAM 4.5 forcées par les TSO observées, la même démarche est mise en œuvre à partir des simulations forcées par les TSO prévues, afin d'estimer la capacité réelle du GCM à prévoir la date de démarrage des pluies. Les configurations d'anomalies mis en évidence par le 1^{er} mode canonique obtenu à partir des simulations forcées par les TSO analogues sont davantage ressemblantes à celles préalablement obtenues pour le modèle statistique ACC + ERA 40. Ainsi 12.7 % de la variabilité locale des démarrages (Fig. 4.27a) est liée à une configuration atmosphérique qui montre, lorsque la saison est tardive, de fortes anomalies d'est dans les hautes couches sur toute la bande tropicale ainsi qu'une convergence dans le plan méridien au-dessus de l'Afrique de l'Est, favorable à une subsidence. Dans les basses couches, un démarrage tardif est associé à des anomalies de nord-est qui s'étendent de l'Inde, à travers la mer d'Oman, jusqu'au-dessus de la corne Africaine. Cette configuration particulière correspond au maintien des conditions de basses couches de janvier-février (petite saison sèche) (Fig. 1.20, chapitre 1), défavorables aux pluies au-dessus de la région.

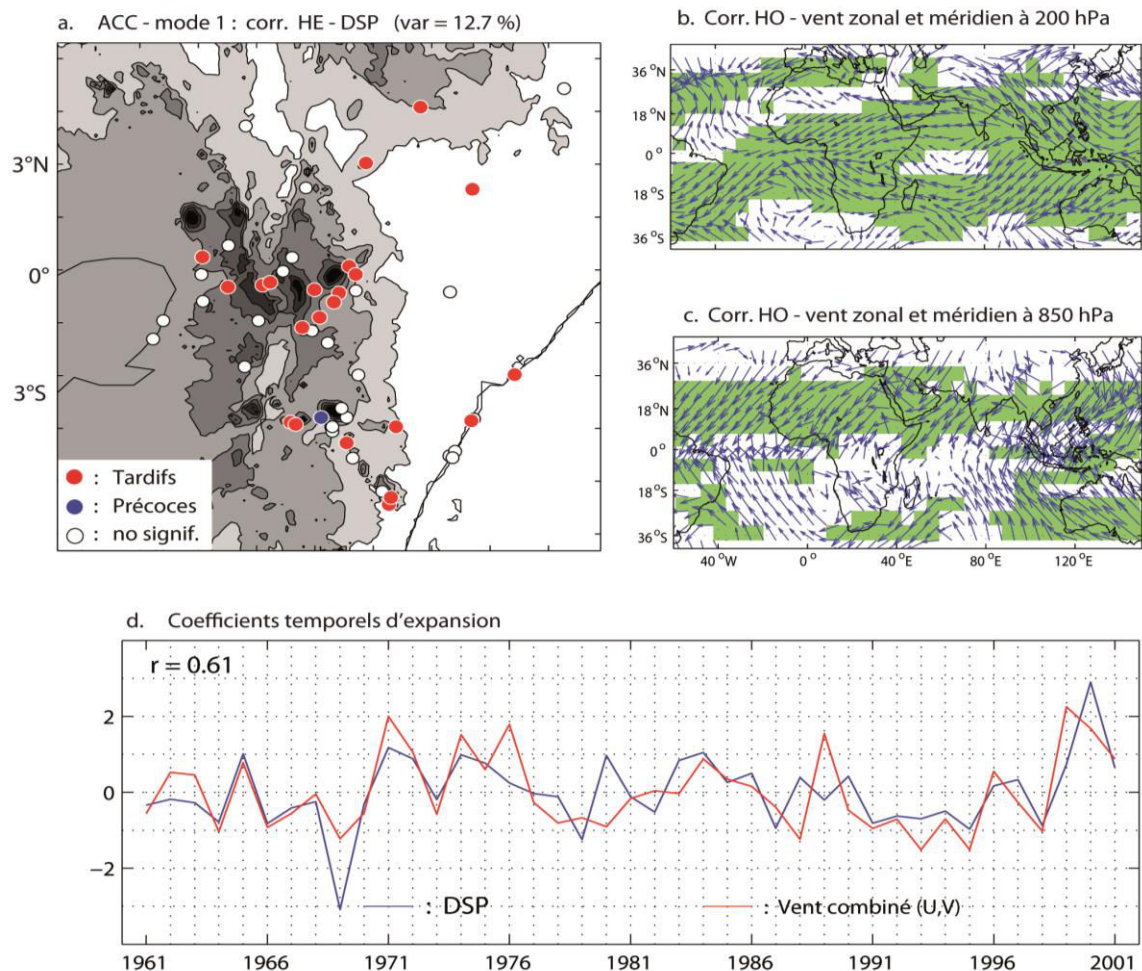


Figure 4.27 : 1^{er} mode canonique entre les DSP observées des long rains(a) et les composantes zonales et méridiennes du vent simulées par ECHAM 4.5 à 850 hPa (b). Coefficients temporels d'expansion associés (c) avec les DSP observés (courbe bleue) ; le vent (courbe rouge) ; r, le coefficient de corrélation entre les 2 courbes. Les aplats de couleur verte signalent les corrélations significatives (95%).

Les capacités du MOS à reproduire les DSP stationnels sont résumées dans le tableau 4.14. Le constat qui s'impose est que, quel que soit l'ensemble de simulations utilisé, les performances du modèle restent très médiocres, légèrement plus basses encore que celles obtenues en spécification avec les réanalyses ERA40. Les simulations couplées n'améliorent pas les scores, ce qui est en accord avec les conclusions émises à propos de la prévision du DSP à l'échelle régionale. Ces mauvaises performances traduisent le fait qu'une fraction très réduite de la variance des DSP locales arrive à être expliquée par les modes canoniques. Le mode 1 est en effet plutôt satisfaisant d'un point de vue physique, mais il n'explique que 12.7 % de la variance des DSP.

Tableau 4.14 : Scores de performances des MOS construits à partir des simulations ECHAM 4.5 en mode prévision.

	Nature TSO	Corrélations	Réussite	Heidke
DSP	<i>Analogues</i>	0.07	0.35	0.03
	<i>Ecmwf</i>	0.18	0.39	0.08
	<i>couplées</i>	0.16	0.38	-0.09
FSP	<i>Analogues</i>	0.07	0.35	0.10
	<i>Ecmwf</i>	0.03	0.35	-0.01
	<i>couplées</i>	0.12	0.39	0.25

4.3.3 – Prévisibilité des descripteurs des short rains

4.3.3.1 - Echelle régionale

La même méthodologie que celle utilisée pour la prévision des DIS des long rains est appliquée aux short rains. Ainsi, la prévisibilité régionale des DSP et FSP des short rains est explorée par une approche MOS basés sur la RLM pas à pas. Pour rappel, le prédicant correspond à la chronique temporelle décrivant le mode de variabilité inter annuelle du démarrage/fin de saison calculé à partir de l'ACP multi combinaison et les prédicteurs, des indices climatiques sélectionnés à partir de champs de corrélations et d'analyse composites (ch.3 et annexe 4.6). Les indices relatifs à variabilité des DSP sont calculés sur la période septembre-octobre-novembre ; et ceux rattachés aux FSP sur la période novembre-décembre.

a) Choix et définition des prédicteurs potentiels.

La définition des indices océano-climatiques a été plus facile à réaliser pour les DIS décrivant le comportement des short rains que ceux des long rains car les téléconnexions entre les prédicants et les champs atmosphériques sont bien plus fortes pour les short rains. Une batterie de 15 indices a été élaborée, comprenant un groupe d'indices atmosphériques et un groupe d'indices océaniques. Le premier groupe composé de 6 indices (Fig. 4.28 et Tab. 4.15) renseigne la modulation de la dynamique atmosphérique, principalement dans la zone équatoriale, susceptible d'influencer la variabilité des DSP et FSP des short rains.

- U_{cio} (pour U 'central indian ocean') capte les anomalies de flux zonaux dans les basses couches, au centre de l'océan Indien. Il permet de repérer les possibles fluctuations de la circulation cellulaire de type Walker normalement en place pendant les short rains.

- U_{baco} (pour U 'bassin congo') capte les anomalies de flux zonaux au-dessus du bassin congolais dans les basses couches atmosphériques. Cet indice permet d'appréhender l'advection d'humidité venue de l'Atlantique sud sur la région. Les composites font ressortir des anomalies dans cette région qui sont associées particulièrement aux cumuls et aux démarrages de saison.

- V_{mi} (pour V 'mousson indienne'), défini à 850 et 200 hPa, représente les anomalies de vents méridiens associés à la mousson indienne. L'activité de la mousson indienne encore présente au mois de septembre voire en octobre est importante pour comprendre la variabilité des DSP (ch.3), car si elle baisse en intensité alors les conditions propices à l'installation des pluies sur la région peuvent se développer mais si elle se maintient anormalement cela peut retarder le démarrage de la saison, et indirectement influencer les cumuls saisonniers.

- W_{cot} (pour W 'côtier') représente les anomalies de vitesse verticale dans la moyenne troposphère, localisées à proximité de la région. Un indice semblable a déjà été utilisé dans des travaux précédents pour expliquer la variabilité des cumuls des short rains (Philippon et al., 2002).

- Z_{oin} (pour Z 'océan indien nord') capte les modulations de pression à 850 hPa, au niveau de l'extrême sud de l'Inde.

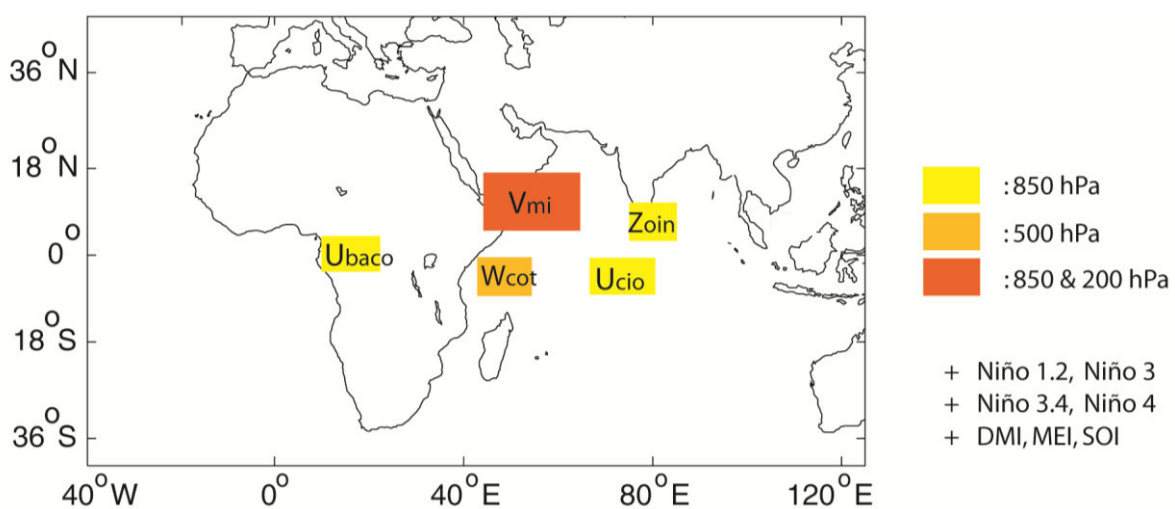


Figure 4.28 : Répartition de l'ensemble des indices climatiques définis comme des prédicteurs potentiels pour la prévision du démarrage, fin et cumul des short rains.

Le second groupe se compose de 7 indices décrivant la variabilité des TSO des bassins indien et pacifique. Les téléconnexions entre ces indices et chacun des prédicteurs ont été préalablement montrées dans la section 3.2.1. Il est évident que tous ces indices ne seront pas utilisés simultanément car ils présentent une très forte colinéarité. Une sélection statistique plus fine sera effectuée au moment du développement des modèles de régression. Toutefois, le choix d'un indice plutôt qu'un autre reste délicat, car indépendamment de l'intensité de la relation avec les DIS, il faudrait également tenir compte de la plus ou moins bonne reproduction de chacun des indices prédictifs par les jeux de simulations ECHAM 4.5.

Tableau 4.15 : Coordonnées géographiques des indices atmosphériques retenus comme prédicteurs potentiels des DIS « short rains ». Le jaune matérialise le niveau 850 hPa, l'orange clair le niveau 500 hPa et l'orange foncé montre que les indices sont définis à 2 niveaux atmosphériques, 850 et 200 hPa.

	Latitudes	Longitudes
U_{cio}	7°S - 0°	67°E - 80 °E
U_{baco}	3°S - 3°N	10°E - 22°E
Z_{oin}	1°N - 11°N	72°E - 87°E
W_{cot}	5°S - 0°	41° E - 53°E
V_{mi}	5°N - 15°N	45°E - 70°E

b) Spécification des prédicteurs à partir des indices ERA 40 en synchrone

La même méthodologie que pour les long rains est appliquée aux short rains.

i/ Les démarrages des short rains- DSP_{SR}

La RLM pas à pas ne fait ressortir qu'un prédicteur qui correspond aux anomalies moyennes de vents zonaux des mois de septembre-octobre. La variabilité des DSP_{SR} a été appréhendée à partir d'un construit autour d'un seul prédicteur, U_{cio} (Tab. 4.16). Ce prédicteur renseigne les modulations du vent zonal de basses couches, au-dessus de l'océan indien. La valeur du coefficient de corrélation de 0.70 (Tab. 4.16) traduit le rôle majeur de la circulation cellulaire de type Walker pour expliquer la variabilité des short rains, y compris celle de la date de DSP. Le coefficient positif signifie qu'un affaiblissement des flux d'ouest en place dans les basses couches équatoriales de l'océan Indien favorise le déclenchement plus précoce que la normale des précipitations saisonnières.

Tableau 4.16 : Caractéristiques de la RLM relative aux DSP des short rains 1961-2001. A chaque prédicteur ERA 40 retenu pour construire le modèle est associé son coefficient de régression, son VIF

	Prédicteurs	Coef. corrélation	Coef. régression	VIF
DSP _{SRERA}	Ucio	0.70	0.61	nd

Le coefficient de corrélation obtenu en validation croisée reste élevé (0,68, Tab. 4.17b), bien plus notamment que celui obtenu pour les DSP_{LR} (0,56). Néanmoins la capacité du modèle à prévoir correctement la variabilité (précoce/tardif) du prédictant n'est pas si bonne que cela. En effet le score de réussite obtenu atteint seulement 51 % (Tab. 4.1b) surpassant à peine les performances du modèle établi pour prévoir les DSP_{LR} (0,51). L'analyse du tableau de contingence (Tab. 4.17a) souligne les difficultés du modèle à gérer correctement les DSP tardifs, ce qui se traduit par une confusion entre les cas 'normaux' et 'tardifs'. Au contraire, les modèles paraissent beaucoup plus à leur aise lorsqu'il s'agit de prévoir des DSP précoces.

Tableaux 4.17 : Tableau de contingence confrontant la précocité des DSP observés et estimés à partir de la RLM + indices ERA40 (a) et scores de performances (b) avec R, le coefficient de corrélation entre les séries de DSP observée et estimée ; Reu, le taux de réussite de prévisions correctes et HSS le score de Heidke.

a.		DSP observées		
		précoces	normales	tardives
DSP prévues	Précoces	11	2	1
	Normales	2	4	7
	Tardives	1	7	6

b.	R	RS	HSS
	0.68	0.51	0.27

ii/ La fin des short rains- FSP_{SR}

Comme pour les DSP, l'application d'une RLM pas à pas a conduit à l'obtention d'un modèle basé seulement sur le seul prédicteur Ucio. La dynamique des vents sur l'océan Indien apparait donc également un élément essentiel pour expliquer la variabilité inter annuelle des FSP des short rains. Ce résultat correspond à ce qui a été mis en exergue lors des analyses composites (chapitre 3) qui pointaient très nettement la prépondérance de signaux attachés à la circulation zonale de type Walker pour les FSP précoces et tardifs.

Tableau 4.18 : Caractéristiques de la RLM relative aux FSP des short rains 1961-2001. A chaque prédicteur ERA 40 retenu pour construire le modèle est associé son coefficient de régression, son VIF.

	Prédicteurs	Coef. Corrélation	Coef. régression	VIF
FSPSRera	Ucio	-0,53	-0,47	1

Le coefficient de corrélation multiple est égal à 0,51. (Tab. 4.19b). Il est bien plus élevé que celui obtenu pour les FSP_{LR} (0,23) mais moins élevé que pour les DSP des short rains. Les scores de réussite et de Heidke sont eux aussi moins élevés que ceux alloués aux DSP, mais restent assez satisfaisants (Tab. 4.19b).

Tableaux 4.19 : Tableau de contingence confrontant la précocité des FSP observées et estimées à partir du RLM + indices ERA40 (a) et scores de performances (b) avec R, le coefficient de corrélation entre les séries de FSP observées et estimées ; Reu, le taux de réussite de prévisions correctes et HSS le score de Heidke.

a.		DSP observées		
		précoces	normales	tardives
DSP prévues	Précoces	8	6	0
	Normales	4	4	5
	Tardives	2	3	9

b.	R	RS	HSS
	0.51	0.52	0.28

c) – Prévision rétrospective des DIS des short rains à partir des indices ECHAM 4.5

i/ Les démarrages de saison – DSP_{SR}

Les indices ont été calculés à partir des champs atmosphériques issus des trois jeux de simulations ECHAM 4.5 alimentées par des TSO prévues (analogue, ecmwf et couplé). Le modèle est initialisé au 1^{er} Aout soit 1 mois avant la période d'étude retenue pour calculer les indices, qui sont donc une moyenne des anomalies standardisées des mois de septembre-octobre-novembre. Les résultats sont surprenants dans la mesure où chaque modèle retient des prédicteurs différents pour expliquer la variabilité interannuelle du même prédictant.

Le modèle **RLM_{ANALOG}** n'a retenu aucun indice atmosphérique. Ceci qui peut signifier que les champs de vents simulés par ECHAM 4.5, lorsque les TSO sont prévues par analogues, ne reproduisent pas correctement la variabilité interannuelle de la dynamique atmosphérique et particulièrement le vent au-dessus de l'océan Indien qui est apparu comme l'élément clé de variabilité des DSP_{SR} lors de l'étape de spécification des prédicants.

Le modèle **RLM_{ECMWF}** est construit autour de 2 prédicteurs indépendants l'un de l'autre (Tab. 4.20, VIF). Le coefficient de corrélation multiple obtenu en validation croisée est extrêmement bas (0.12), et les scores de performances montrent une réussite en deçà de 50% et un score de Heidke à peine au-dessus de la climatologie (Tab. 4.21b). En dépit de sa faible capacité prédictive, le modèle n'est pas dépourvu d'une réalité physique. Le premier de ces prédicteurs, en ordre d'importance dans l'élaboration du modèle, est Zoin, c'est-à-dire l'indice qui décrit la variabilité de l'altitude géopotentielle au sud de l'Inde. La corrélation négative (Tab. 4.20) signifie qu'une baisse anormale de l'altitude géopotentielle à 850 hPa, autrement dit une baisse de pression dans le centre nord de l'océan indien, favorise un retard dans le démarrage des short rains. Cette modification de pression permet un renforcement des vents d'ouest équatoriaux qui matérialisent la branche basse de la circulation de Walker, limitant par conséquent l'apport d'humidité dans les basses couches au-dessus de l'Afrique de l'Est et retardant les pluies. Le second prédicteur est Wcot, c'est-à-dire l'indice relatif aux mouvements verticaux des masses d'air à proximité de la région. Il covarie positivement avec le prédicant ce qui signifie que les DSP des short rains tardifs sont associés à des anomalies positives synonymes de subsidence d'air au-dessus de la région et donc de sécheresse.

Le modèle **RLM_{COUPLE}** est finalement celui dont le comportement se rapproche le plus du modèle RLM établi lors de la spécification des DSP_{SR}. Il est construit à partir d'un unique prédicteur (Ucio) qui rend compte des modulations du vent zonal au-dessus de l'océan Indien centre (Tab. 4.20). Les performances de ce modèle (Tab. 4.21b) sont décrites par un coefficient de corrélation obtenu en validation croisée égal à 0.43, une réussite à prévoir la qualité du démarrage égale à 49% et un score de Heidke de 0.23. Même si tous ces scores restent inférieurs à ceux trouvés lors de la spécification, à partir du même prédicteur, ce modèle **RLM_{COUPLE}** est plus performant que les deux précédents, ce qui montre que la prise en compte du couplage océan-atmosphère dans l'océan Indien est un élément clé de la dynamique climatique au-dessus de la région, et de la prévision du DSP.

Tableau 4.20 : Caractéristiques de la RLM relative aux DSP des short rains 1961-2001. A chaque prédictEUR ECHAM 4.5 retenu pour construire le modèle est associé son coefficient de régression, son VIF. L'annotation 'nd' indique la non-définition du modèle.

		Prédicteurs	Coef. corrélation	Coef. régression	VIF
DSP _{SR}	RLM _{ANALOG}	nd	nd	nd	nd
	RLM _{ECMWF}	Zoin	-0.41	-0.38	1.0007
		Wcot	0.28	0.26	1.0007
	RLM _{COUPLE}	Ucio	0.49	0.45	/

Le tableau de contingence (Tab. 4.21a) relatif à la RLM_{ECMWF} (valeurs en rouge) permet de comprendre la faiblesse des performances. En effet, le modèle produit de grosses erreurs en prévoyant par exemple quatre saisons précoces alors qu'elles sont tardives dans l'observation et deux tardives alors qu'elles sont catégorisées comme précoces dans l'observation. Le modèle RLM_{COUPLE} corrige en partie ces erreurs.

Tableaux 4.21 : Tableau de contingence confrontant la précocité des DSP observés et estimés à partir du MOS – RLM + indices ECHAM 4.5 (a) et scores de performances (b) avec R, le coefficient de corrélation entre la série de DSP observées et estimées ; Reu, le taux de réussite de prévisions correctes et HSS le score de Heidke. Les simulations ECHAM 4.5 basées sur des TSO analogues (bleues), des 'TSO ecmwf' (rouges) et issues d'un modèle couplé (vert) sont présentées.

a.		DSP observées			b.	R	Reu	HSS
		précoces	normales	tardives				
DSP prévues	Précoces	8 / 7	2 / 6	4 / 1	RLM _{ANALOG}	/	/	/
	Normales	4 / 5	4 / 4	5 / 4	RLM _{ECMWF}	0.12	0.41	0.15
	Tardives	2 / 2	7 / 3	5 / 9	RLM _{COUPLE}	0.43	0.49	0.23

En dépit des performances modérées des différents modèles établis, les simulations ECHAM 4.5 forcées par les TSO issues d'un modèle couplé paraissent plus performantes pour appréhender la variabilité inter annuelle des DSP des short rains. Cependant, si le modèle mis en place lors de l'étape de spécification des DSP montre de réelles aptitudes pour prévoir les DSP précoces, cette caractéristique ne se retrouve pas pour les MOS (RLM + ECHAM 4.5), qui génèrent des erreurs parfois grossières.

ii/ Les fins de saisons – FSP_{SR}

Comme pour les DSP_{SR}, le modèle **RLM_{ANALOG}** n'a retenu aucun indice atmosphérique pour expliquer la variabilité des fins de saisons des short rains (Tab. 4.22). Ceci montre une nouvelle fois que les champs de vents simulés par ECHAM 4.5 lorsque les TSO utilisées dans le modèle sont prévues par analogues, ne reproduisent pas correctement la dynamique du vent, notamment au-dessus de l'océan indien.

Le modèle **RLM_{ECMWF}** est en cohérence avec le modèle construit lors de l'étape de spécification puisqu'il a retenu seulement le prédicteur Ucio pour expliquer la variabilité interannuelle FSP_{SR} (Tab. 4.22).

Le modèle **RLM_{COUPLE}** se rapproche aussi du modèle RLM établi lors de la spécification puisqu'il retient comme prédicteur principal Ucio. Ces simulations semblent donc être en mesure de correctement appréhender les flux zonaux au-dessus de l'océan Indien au cours de la saison. Le prédicteur Vac200 a également été sélectionné par le modèle. Il pointe le rôle des anomalies de flux méridiens issus de la péninsule arabique.

Tableau 4.22 : Caractéristiques de la RLM relative aux FSP des short rains 1961-2001. A chaque prédicteur ECHAM 4.5 retenu pour construire le modèle est associé son coefficient de régression, son VIF. L'annotation 'nd' indique la non définition du modèle.

		Prédicteurs	Coef. corrélation	Coef. régression	VIF
FSP _{SR}	RLM_{ANALOG}	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>	<i>nd</i>
	RLM_{ECMWF}	Ucio	-0.37	-0.34	/
	RLM_{COUPLE}	Ucio	-0.33	-0.34	1.05
		Vmi200	-0.23	-0.27	1.05

Le modèle montre une incapacité à reproduire convenablement la variabilité interannuelle des FSP_{SR}. Ceci est en parfaite cohérence avec le constat fait plus haut à propos de l'aptitude du modèle à écraser la variabilité interannuelle de la fin de saison des short rains (section 4.1.2.2 Fig. 4.14 et Tab. 4.2). Les faibles scores de réussite et de Heidke, tout comme la table de contingence, abondent en ce sens (Tab. 4.23b).

Tableaux 4.23 : Tableau de contingence confrontant la précocité des FSP observées et estimées à partir du MOS - RLM+ECHAM45 (a) et scores de performances (b) avec R, le coefficient de corrélation entre la série de DSP observées et estimées ; Reu, le taux de réussite de prévisions correctes et HSS le score de Heidke.

a.		DSP observées			b.	R	Reu	HSS
		précoces	normales	tardives				
DSP prévues	Précoces	6 / 4	3 / 7	5 / 3	RLM _{ANALOG}	/	/	/
	Normales	4 / 4	6 / 2	3 / 7	RLM _{ECMWF}	0.10	0.44	0.16
	Tardives	4 / 6	4 / 4	6 / 4	RLM _{COUPLE}	-0.13	0.24	-0.13

A l'échelle régionale, les modèles établis à partir des indices ERA 40 appréhendent de manière très satisfaisante la variabilité inter annuelle des DSP et FSP de la période 1961-2001. Ils parviennent également à reproduire plus de 50 % de la variabilité interannuelle de ces mêmes DSP et FSP, tout en étant plus performants pour les démarrages de saison.

L'approche RLM pas à pas uniquement basée sur des prédicteurs atmosphériques permet de mettre en évidence le rôle des flux zonaux au-dessus de l'océan indien. Ces flux, témoins de l'activité cellulaire de type Walker qui est occurrente à la saison des short rains, représentent le principal contrôle sur la modulation des DSP et FSP. Ce contrôle quasi exclusif mis en évidence via la modélisation statistique (indices ERA 40) se retrouve difficilement dans les RLM établis à partir des simulations ECHAM 4.5 forcées par les TSO prévues, ce qui laisse penser que la prévision des TSO qui forcent le modèle numérique n'est pas très bonne. Cette hypothèse prend d'autant plus de sens que les performances obtenues à partir de simulations forcées par les TSO prévues en couplé sont un peu meilleures.

4.3.3.2 - Echelle locale

La même démarche analytique que pour les long rains a été appliquée pour traiter la prévisibilité des DSP et FSP des short rains à l'échelle locale. Comme le montrent les scores présentés dans le tableau 4.25, les performances obtenues sont très mauvaises et donc inutilisables en prévision. Il n'est donc pas utile de présenter davantage de résultats dans cette section.

Tableau 4.24 : Score de performances des MOS construits à partir des simulations ECHAM 4.5 en mode prévision.

	Nature TSO	Corrélations	Réussite	Heidke
DSP	<i>Analogues</i>	0	0.34	-0.19
	<i>Ecmwf</i>	0.01	0.36	0.02
	<i>couplée</i>	0.02	0.36	0.05
FSP	<i>Analogues</i>	0.20	0.42	0.18
	<i>Ecmwf</i>	0.20	0.40	0.14
	<i>couplée</i>	0.39	0.42	0.05

4.4 - Synthèse de chapitre

Sans grande surprise, les pluies brutes simulées par le GCM ECHAM 4.5 ne sont pas utilisables pour définir correctement les DSP et FSP des saisons des pluies à partir d'une définition basée sur des seuils pluviométriques. La calibration qui tient compte des biais dans l'occurrence des pluies et leur intensité ne permet pas d'obtenir des DSP et FSP correctes. Ces derniers présentent des biais spatiaux importants et une variabilité interannuelle mal reproduite par le modèle. Les autres descripteurs étant définis eux-mêmes entre DSP et FSP, leur reproduction est également biaisée.

Le MCGA ECHAM 4.5 montre de très bonnes aptitudes à reproduire les champs atmosphériques moyens et particulièrement les champs de vents à 850 et 200 hPa. Il est également capable de reproduire une partie des champs de vent associés à la variabilité des pluies est-africaines en réussissant notamment, à bien différencier les démarrage/fin des saisons des pluies précoces et tardifs, tout en restant en accord avec les conditions observées. Toutefois, ces bonnes performances sont davantage visibles pour les short rains que pour les long rains.

La spécification de la variabilité des DSP et FSP réalisée à partir de modèles statistiques basés sur des indices climatiques observés, laisse apparaître une prévisibilité modérée de DSP régionaux et locaux quelle que soit la saison. La FSP des short rains présente également une prévisibilité modérée contrairement à la FSP des long rains qui montre une prévisibilité est quasi nulle.

Le développement de modèles statistico-dynamiques à partir des champs de vents simulés par ECHAM 4.5, en mode forcé par les températures océaniques observées d'une part et prévues d'autre part, montre également des performances faibles localement et régionalement.

Il est possible que la faiblesse des performances soit liée, en partie, à la définition spatiale des indices, basée uniquement sur les relations observées, et donc pas totalement optimisée. Les modèles reproduisent parfois correctement certaines configurations, mais avec un décalage spatial. Une autre cause possible de ces faibles performances réside dans la prévision des TSO ; en effet les prévisions établies à partir d'un modèle couplé océan-atmosphère ont des performances légèrement meilleures.

CHAPITRE 5

EFFETS DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE SUR LES RENDEMENTS AGRICOLES SIMULES PAR LE MODELE SARRA-H : CAS DU SORGHO DANS LA REGION EST DU MONT KENYA

L'objectif principal de ce chapitre est de déterminer la sensibilité des cultures vivrières à différentes variables pluviométriques ainsi qu'aux variables météorologiques autres que la pluie. Il s'agit plus spécifiquement de comprendre de quelle manière la variabilité spatiotemporelle des paramètres climatiques, notamment les DIS étudiés dans les chapitres précédents, modulent la variabilité des rendements agricoles. Cette investigation va être réalisée dans la région du mont Kenya, caractérisée par de forts gradients climatiques locaux et, au-dessous de 1 500 m environ, par une agriculture essentiellement vivrière. La culture ciblée est le sorgho, céréale robuste qui a la caractéristique d'être cultivée à différents étages de la topo-séquence climatique et donc potentiellement soumise à des variations climatiques importantes. La variable agricole considérée est le rendement potentiel qui, faute de données observées sur le terrain, est simulée grâce au modèle agro-climatique SARRA-H à partir de données pluviométriques et météorologiques observées pour la période 1973-2001. Le rendement est simulé pour trois stations localisées à des altitudes différentes le long de la topo-séquence climatique présente sur les pentes orientales du mont Kenya. Le travail réalisé dans ce chapitre 5 est donc une étude diagnostique des rendements du sorgho, préalable à l'analyse de leur prévisibilité, qui n'est pas l'objet de cette thèse.

La première partie est consacrée à la présentation de la région d'étude et de ses principales caractéristiques géoclimatiques. Un focus est fait sur chacun des trois sites d'étude avec, notamment, la description (i) des cycles thermo-pluviométriques moyens ainsi que (ii) du comportement des précipitations des long rains et short rains à partir des descripteurs pluviométriques définis dans le chapitre 2.

La deuxième partie décrit le fonctionnement du modèle SARRA-H, apporte des informations sur la culture du sorgho, puis détaille les caractéristiques des protocoles expérimentaux mis en place ici.

Les troisième et quatrième parties sont consacrées à l'étude d'impact de variables climatiques et environnementales sur les rendements du sorgho. L'objectif est de (i) repérer quelles sont les variables climatiques qui contrôlent le plus la variabilité interannuelle des rendements et (ii) regarder de quelle manière ce contrôle se décline en fonction de l'altitude, des saisons et des types de sols. Les analyses sont basées essentiellement sur des calculs de corrélation linéaire et l'établissement de modèles de régression.

5.1 – Contextualisation : sites, données et méthodologie

La région d'étude retenue pour analyser l'impact de variables climatiques et environnementales sur la variabilité interannuelle des rendements agricoles est située dans les districts de Meru et d'Embu (Fig. 5.1), le long des pentes orientales du mont Kenya (Fig. 5.2). Le choix de la région est conditionné par le dispositif expérimental mis en place dans le projet PICREVAT. Cette région contrastée se caractérise par une forte variabilité sociologique et culturelle (Mwongera, 2012), ainsi que par une forte variabilité climatique (Camberlin et al., 2012). Cette dernière est induite par le contrôle prépondérant du gradient altitudinal sur les températures et les précipitations. Ce gradient climatique confère à cette région tout son intérêt car il conduit à des modifications rapides du climat moyen sur de courtes distances.

5.1.1 – Le mont Kenya : un modèle d'étagement agroclimatique

Second sommet d'Afrique derrière le Kilimandjaro, le mont Kenya, culminant à 5 199 m d'altitude, est situé à environ 200 km au nord de la capitale du pays, Nairobi. Les conditions climatiques influencées par la topographie vont notamment se traduire par des pluies relativement importantes par rapport aux plaines environnantes, semi-arides, mais ces pluies

ne sont cependant pas uniformes dans l'espace. Le schéma général d'augmentation des pluies avec l'altitude est respecté et le maximum pluviométrique enregistré entre 1 500 et 2 500 m correspond à ce qui est bien connu en climat tropical (Rohr et Killingtveit, 2003 ; Barry, 2008).

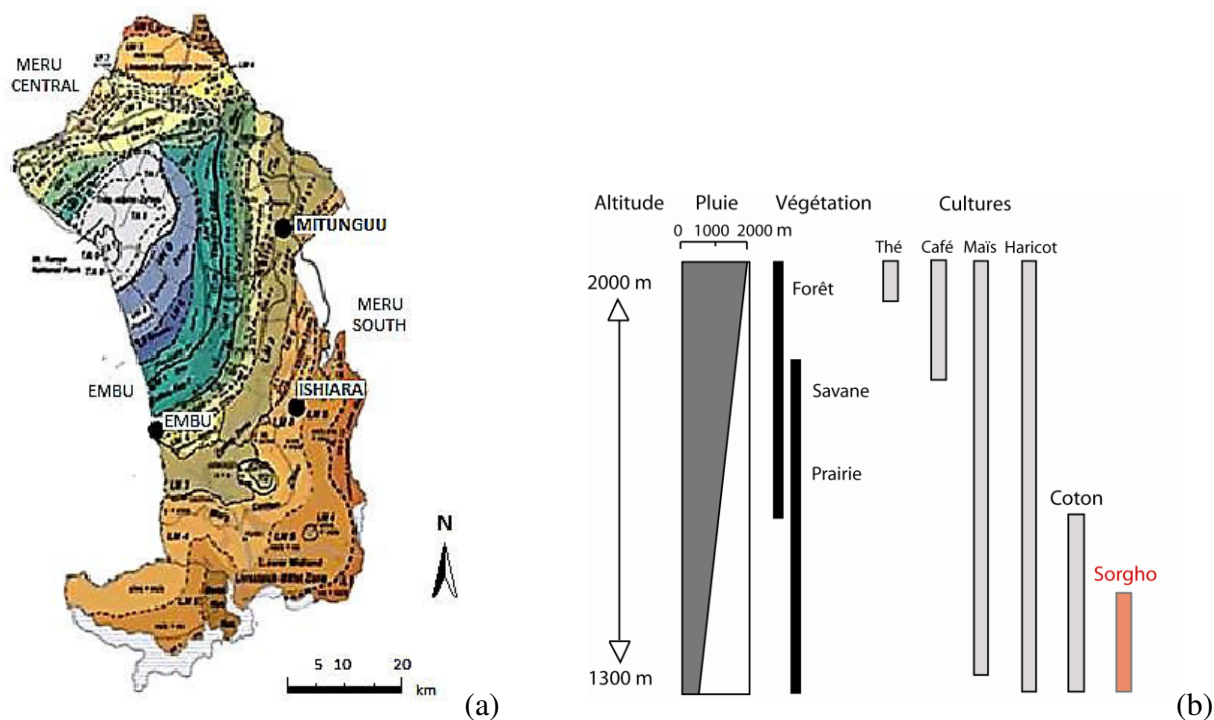


Figure 5.1 : Localisation des différentes zones agroécologiques sur le versant est du mont Kenya (a) (Jaetzold et al., 2006) et environnement agroécologique du district de Meru (b) (adapté de Takaoka, 2002).

Le territoire Kenyan bénéficie d'une grande variété de zones agroécologiques, principalement contrôlées par les gradients de température et de disponibilité en eau. Le zonage généralement retenu est celui proposé par la FAO en 1978 afin de développer des stratégies agricoles sur le long terme et de fournir une information individualisée aux agriculteurs locaux sur des points tels que la potentialité de cultures et de rendements ou sur les risques en fonction de la localisation de leur exploitation par exemple (Jaetzold et al., 2006). À chaque zone correspondent des critères de températures et de disponibilité en eau qui déterminent, indépendamment d'autres contraintes éventuelles, la possibilité ou non de cultiver des espèces particulières de céréales, de fruits ou d'autres végétaux.

Le zonage agroécologique en place sur le versant oriental du mont Kenya montre un étagement thermique et hydrique contrôlé essentiellement par l'altitude (Fig. 5.1 et Tab. 5.1). Les espaces le plus bas (altitude inférieure à 1 500 m) où les conditions climatiques sont plus

sèches et plus chaudes, donnant lieu à une forte évapotranspiration, sont plus favorables aux cultures le moins exigeantes en eau, comme le millet ou le sorgho. Les secteurs le plus hauts (entre 1 500 et 2 500 m), de par des conditions plus humides et plus fraîches, avec une faible évapotranspiration, vont permettre la culture de plantes plus exigeantes, comme le maïs ou même le thé (Fig. 5.1).

5.1.2 – Sites retenus

Trois sites ont été retenus pour analyser les relations entre climat et rendements agricoles. Ils ont été sélectionnés pour leur proximité avec les terrains d'étude agronomique et sociologique du volet Afrique de l'Est de l'ANR PICREVAT (Fig. 5.2). Les stations retenues se distribuent le long d'un gradient altitudinal qui s'étend de la station d'Ishiara (872 m) à la station d'Embu (1 488 m), en passant par Mitunguu à moyenne altitude (1 016 m).

Ces stations présentent par ailleurs différentes nuances quant à leur exposition topographique, avec une orientation sud à sud-est pour les deux stations le plus au sud, Embu (0,5° S) et Ishiara (0,45° S), et une orientation plein est pour Mitunguu en position plus septentrionale (lat. 0,1° S).

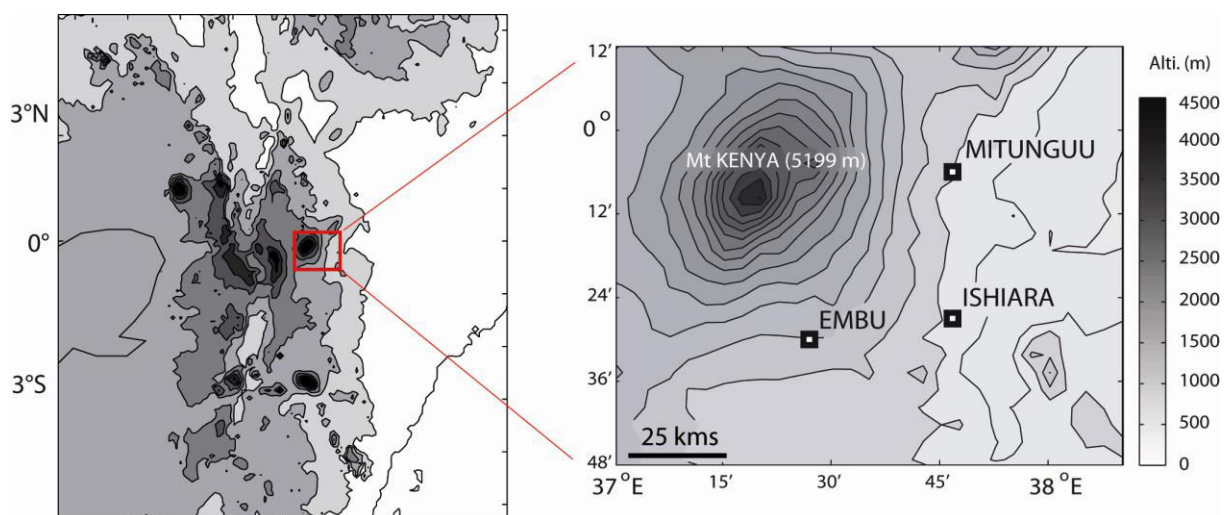


Figure 5.2 : Localisation des stations d'Embu (1 488 m) , Mitunguu (1 016 m) et Ishiara (872 m) le long des pentes orientales du mont Kenya.

Embu est le site le plus élevé du gradient altitudinal retenu pour cette étude (Fig. 5.2). Son exposition sud-sud-est lui apporte une forte exposition aux vents dominants au cours des deux saisons pluvieuses. Cette station, implantée dans la zone agro-écologique (ZAE) UM3 (Jaetzold et al., 2006), est caractérisée par des températures moyennes annuelles qui évoluent

entre 18° C et 21° C (Tab. 5.1). Les précipitations abondantes (zone sub-humide) et la présence de sols fertiles volcaniques confère à cet environnement un bon potentiel agricole.

Mitunguu est la station d'altitude intermédiaire implantée dans la ZAE LM3 (Jaetzold et al., 2006). Les températures annuelles moyennes sont plus élevées que celles d'Embu et oscillent entre 21°C et 24°C (Tab. 5.1). Sa localisation plus au nord et son exposition à l'est lui confère une typicité pluviométrique certaine dont les caractéristiques seront décrites ci-après. Comme pour Embu, la combinaison de facteurs climatiques et environnementaux favorables assure un très bon potentiel agricole aux alentours de ce site.

Ishiara représente le site de basse altitude qui caractérise des conditions thermohydriques plus sèches (zone semi-aride). Cette station se situe dans la ZAE LM4 (Jaetzold et al., 2006) marquée par des températures moyennes annuelles qui évoluent dans la même gamme que celles de Mitunguu. La différence majeure entre Mitunguu et Ishiara se trouve au niveau des quantités précipitées qui sont nettement inférieures ici. Avec des pluies moins abondantes et des températures assez élevées, le potentiel agricole est moins important, des plantes plus robustes face aux conditions de sécheresse sont préférées (sorgho, millet).

Tableau 5.1 : caractéristiques principales des zones agroécologiques (ZAE) du flanc est du mont Kenya où sont localisés les sites étudiés, d'après la classification proposée par Jaetzold et al. (2006).

ZAE	T moy	T min	Contexte	Cultures principales	Station
Upper-Midland 3 (UM3)	18°C - 21°C	11°C - 14°C	semi-humide	maïs	Embu
Low Midland 3 (LM3)	21°C - 24°C	> 14°C	semi-humide	maïs / sorgho	Mitunguu
Low Midland 4 (LM4)	21°C - 24°C	> 14°C	semi-aride	sorgho / millet	Ishiara

Le tableau 5.1 permet de constater que les différentes ZAE associées aux stations retenues impliquent des cultures principales différenciées. En effet, du fait des conditions climatiques plus humides des stations d'Embu et Mitunguu, la culture du maïs se retrouvera ici de façon majoritaire. Mwongera (2012) ont montré que depuis les années 1960, la culture du sorgho et du millet était progressivement délaissée au profit de celle du maïs (chapitre 1, Fig. 1.24b). En revanche, à Ishiara, dans un espace de transition entre les milieux semi-humides de l'amont et

semi-arides de l'aval, avec des conditions moyennes plus sèches et plus chaudes, accentuant l'évapotranspiration, on retrouvera des cultures moins exigeantes, comme le sorgho ou le millet.

5.1.3 – Régimes thermopluviométriques et caractéristiques comparées des saisons des pluies

Chacun des sites fournit des données climatiques au pas de temps quotidien qui renseignent la période 1973-2001. Outre les précipitations quotidiennes, le modèle plante SARRA-H a besoin d'autres variables climatiques pour pouvoir calculer la demande hydrique (évapotranspiration potentielle - ETP) et l'accumulation de chaleur nécessaire au développement de la plante. Ces variables sont les températures minimales et maximales (T_n , T_x) de l'air à 2 m, l'humidité relative moyenne (H_{moy}), le rayonnement global (R_g) et la vitesse du vent (V_t). Elles sont directement disponibles auprès du Kenya Meteorological Department pour la station d'Embu, mais ont dû être reconstruites pour les stations de Mitunguu et Ishiara à partir de stations voisines (Meru et Marimanti). La qualité de ces jeux de données ainsi que les méthodes de reconstructions appliquées aux valeurs lacunaires sont discutées dans la section 1.1.2 du chapitre 1.

5.1.3.1 - Distribution annuelle moyenne : pluies et températures

Le gradient altitudinal thermique est parfaitement respecté avec des températures moyennes plus basses dans la station d'Embu en altitude (20.6°C), et plus élevées dans la station d'Ishiara (25,1°C). Les températures varient peu d'une saison à l'autre (amplitude annuelle de 3 à 4°C), et sont régies par un cycle annuel moyen bimodal (Fig. 5.3b). Quelle que soit la station, les températures le plus élevées sont observées au début des saisons des pluies, dans la deuxième quinzaine de mars pour les long rains et mi-septembre pour les short rains, et les températures le plus froides le sont durant les saisons dites sèches de juin-août et décembre-janvier.

À l'image de la région centrale du Kenya, les trois stations enregistrent une distribution saisonnière moyenne des pluies bimodale (Fig. 5.3a), avec les long rains qui se déclinent de mars à mai et les short rains d'octobre à décembre. Le schéma général d'augmentation des précipitations avec l'altitude ne se retrouve que partiellement puisque, si les quantités le plus faibles sont bien enregistrées dans la station de basse altitude quelle que soit la saison, celles qui sont le plus abondantes ne le sont pas forcément dans la station d'altitude (Embu) comme

en témoignent les valeurs de cumul moyen présentées dans le tableau 5.2 ci-après. Tandis que les cumuls de MAM sont très similaires à Embu et Mitunguu, en OND, le schéma s'inverse et la station la plus élevée enregistre nettement moins de précipitations que la station de moyenne altitude (Fig. 5.3). La variation des pluies dans la région n'est donc pas seulement liée au gradient altitudinal mais également à l'exposition (Camberlin et al., 2012).

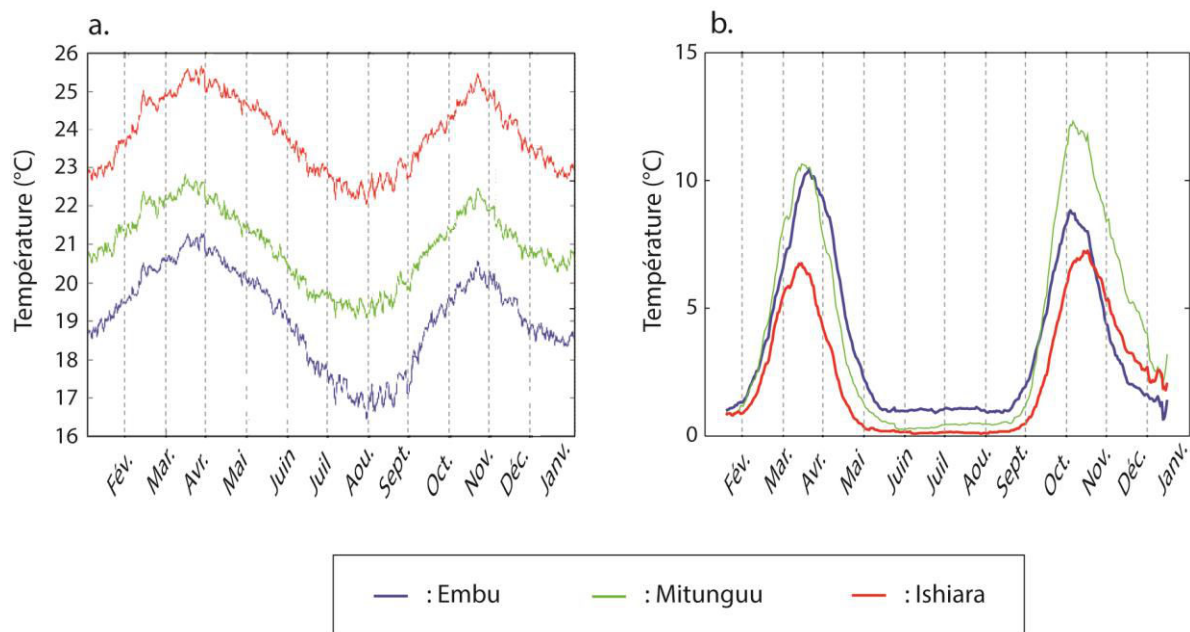


Figure 5.3 : Cycles annuels moyens (1973-2001) des températures (a) et des précipitations (b) sur le versant est du mont Kenya. Séries lissées par moyenne mobile sur une fenêtre de dix-sept jours. En rouge la station d'Ishiara (872 m), en vert la station de Mitunguu (1 016 m) et en bleu la station d'Embu (1 488 m).

5.1.3.2 - Les descripteurs pluviométriques intra saisonniers

Les dix descripteurs définis dans le chapitre 2 (section 2.1 pour long rains et 2.2 pour short rains) et analysés à l'échelle de la région Kenya-Tanzanie du Nord vont être utilisés pour la suite du travail. Pour rappel, ces descripteurs sont les dates de démarrage (DSP) et de fin (FSP) de saison des pluies, le cumul saisonnier (CUM), la durée de la saison (LSP), la fréquence des pluies (NJP), l'intensité quotidienne moyenne (INT), le nombre d'épisodes secs (nbES), le nombre de longs (>10 jours) épisodes secs (nbLES), la longueur moyenne des épisodes secs (lmES) et enfin le nombre de jours secs dans les longs épisodes secs (nbJS_IES).

Conformément au chapitre 2, le DSP est calculé à partir d'une définition agroclimatique basée sur des seuils empiriques de précipitations (Sivakumar, 1988 ; Ati et al., 2002). Le choix des seuils de précipitations utilisés dans la définition a été fait en se référant aux besoins

hydriques de la plante considérée dans cette étude : le sorgho. La définition appliquée aux trois sites d'études considère le démarrage de la saison comme le premier *jour pluvieux d'une séquence pluvieuse d'au moins deux jours* recevant au moins 20 mm de pluie, sans enregistrer *une séquence sèche d'au moins dix jours* enregistrant moins de 5 mm de pluie au cours des vingt jours suivants. La fin de saison (FSP) est déterminée à partir de la même définition inversée.

Les caractéristiques moyennes (1973-2001) des descripteurs présentées dans le tableau 5.2 montrent que les DSP et FSP des long rains répondent parfaitement au gradient altitudinal avec des saisons qui débutent plus tôt dans les stations le plus en altitude. En comparaison avec Embu, le démarrage de la saison se produit avec un retard de huit jours à Ishiara, contre cinq jours à Mitunguu. À l'inverse, la fin de saison est plus précoce à basse altitude (vingt jours d'écart entre Embu et Ishiara). Le contrôle altitudinal semble être avéré pour les DSP des short rains avec une saison des pluies d'autant plus précoce que l'altitude augmente. L'organisation altitudinale ne se retrouve pas pour les FSP puisque c'est la station d'altitude intermédiaire qui enregistre la fin de saison la plus tardive. La combinaison entre les DSP tardifs et les FSP précoces module la LSP et contribue à l'obtention de long rains en moyenne deux fois plus courtes à Ishiara qu'à Embu, ainsi que des cumuls saisonniers et un nombre de jours de pluies diminués de moitié. Avec une longueur de saison moyenne de quarante-cinq jours sur l'ensemble des trois stations, contrairement à ce qui est observé en général au Kenya (Tab. 2.2 et 2.3, chapitre 2), les short rains sont plus longues que les long rains qui s'étalent en moyenne sur 44,5 jours. L'idée que plus l'altitude est haute et plus la saison des pluies est longue est vraie pour les long rains, mais ne se vérifie pas pour les short rains pour lesquelles Mitunguu présente des cumuls saisonniers moyens une fois et demie plus élevés qu'à Embu, pourtant à plus haute altitude.

L'intensité est le seul DIS étudié qui ne semble pas répondre au gradient altitudinal. Les intensités le plus élevées sont observées à Mitunguu, puis à Ishiara, et enfin les plus faibles se retrouvent en altitude à Embu. Cette particularité due aux effets d'exposition aux vents dominants a été décrite dans Camberlin et al. (2012) à partir d'un réseau de stations plus important et une période d'étude plus longue. Les descripteurs restants sont à leur tour régis par l'implantation géographique avec une nette prédominance de l'effet altitudinal pour le nombre d'épisodes secs et le nombre de longs épisodes secs, plus élevés en altitude. L'explication se trouve dans la durée de la saison, puisqu'il est très probable que les épisodes secs soient plus nombreux lors de saisons plus longues.

Tableau 5.2 : Descripteurs pluviométriques moyens calculés à partir d'une définition agroclimatique pour les long rains (LR) et les short rains (SR) de la période 1973-2001. LSP est exprimé en jours, CUM en mm, INT en mm.j⁻¹ et ImES en jours. Les caractères écrits en bleu montrent les moyennes des descripteurs des trois stations.

	DSP	FSP	LSP	CUM	NJP	INT	nbES	nbLES	ImES	nbJS_IES	
LR	Embu	20 Mar.	18 Mai	60	561	33.6	17.0	10.6	0.5	2.6	4.3
	Mitunguu	25 Mar.	6 Mai	43	509	23.0	22.1	7.8	0.4	2.5	4.3
	Ishiara	28 Mar.	28 Avr.	31	280	15.2	18.3	5.9	0.3	2.7	2.6
	Moyenne	24 Mar.	7 Mai	44.5	450	23.9	19.1	8.1	0.4	2.6	3.7
SR	Embu	14 Oct.	1 Déc.	49	441	27.7	15.9	8.0	0.5	2.4	5.3
	Mitunguu	23 Oct.	11 Déc.	50	663	29.5	23.1	8.4	0.5	2.5	4.5
	Ishiara	30 Oct.	4 Déc.	36	338	19.1	18.1	6.4	0.4	2.6	3.2
	Moyenne	22 Oct.	5 Dec.	45	481	25.4	19	7.6	0.46	2.5	4.3

5.2 – Méthode : modèle SARRA-H et protocoles expérimentaux

Les analyses réalisées dans la suite du chapitre consistent à confronter différentes variables climatiques et environnementales avec l'évolution des rendements du sorgho sur les sites d'Embu, de Mitunguu et d'Ishiara pour la période 1973-2001. Il ne s'agit pas de rendements observés mais de rendements simulés à partir du modèle agroclimatique SARRA-H ; les statistiques agricoles disponibles à l'échelle infranationale pour le Kenya sont en effet de mauvaise qualité, couvrent une période courte et sont à l'échelle des districts, qui agrègent souvent des zones agroécologiques contrastées.

5.2.1 – Le modèle SARRA-H

Le modèle agroclimatique SARRA-H (Système d'Analyse Régionale des Risques Agroclimatiques-Habillé) est un outil déterministe de croissance des cultures céréalières. Il est développé par l'unité de recherche ECOTROP (ecotrop.cirad.fr) au CIRAD (Centre de coopération Internationale en Recherche Agronomique pour le Développement). L'utilisation de ce modèle est bien adaptée à la simulation de rendements du sorgho sous contrainte climatique à l'échelle de la parcelle. SARRA-H est en effet l'outil de référence dans plusieurs travaux cherchant à analyser les interactions entre le climat et la variabilité de variables agricoles en milieu tropical semi-aride (Dingkuhn et al., 2003 ; Sultan et al., 2005 ; Kouressy et al., 2008, Marteau et al., 2011 ; Traore et al., 2011).

Les références techniques ci-dessous sont issues de la documentation pour la plateforme ECOTROP (Combres, 2006 ; Bonnal, 2006 ; Baron, 2002, et site web SARRA-H). Certaines explications viennent aussi des travaux d'Alhassane (2009), Marteau (2010) et Traoré et al. (2011).

5.2.1.1 - Présentation générale

Le modèle SARRA-H est une plateforme de logiciels développés pour modéliser les bilans hydriques et l'évaluation de variables agricoles, tel que le rendement potentiel céréalier en milieu tropical semi-aride (Dingkuhn et al., 2003). Il est constitué de trois modules distincts, SARRAMET pour l'analyse du climat de la plante et la gestion des données, SARRABIL pour les bilans hydriques et les scénarios d'irrigation, et enfin SARRAZON pour le zonage régional (Baron et al., 1996). Les interactions entre chacune de ces composantes permettent ainsi, par association, d'analyser et de gérer des données climatiques selon différents critères de choix, comme par exemple le régime fréquentiel des pluies, la vitesse du vent ou encore les températures (Baron, 1999). Les premiers modèles SARRA, basés sur un bilan hydrique dynamique simple, permettent d'estimer l'impact d'un scénario climatique sur une culture annuelle. Ils furent essentiellement utilisés pour des études portant sur le mil et le sorgho en Afrique de l'Ouest (Cortier, 1994 ; Samba, 1998). Ils ont progressivement évolué pour finalement donner naissance aux derniers types de modèles plus détaillés SARRA-H (Fig. 5.4), qui, en intégrant une double approche efficacité de l'eau et efficacité du rayonnement solaire ainsi qu'un module phénologique, se construisent dans une optique de modélisation dite dynamique, plus proche de la réalité.

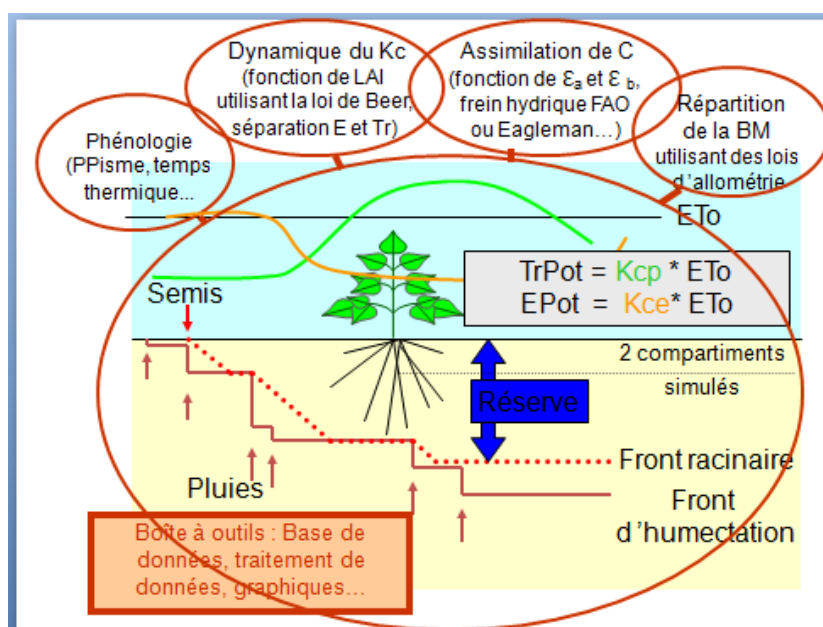


Figure 5.4 : Illustration des différents processus simulés autour du bilan hydrique. La coévolution des racines de la plante et de la disponibilité en eau dans le sol est illustrée dans le compartiment inférieur (orangé) et les mécanismes liés au dynamisme de biomasse dans le compartiment supérieur (bleu clair) (Baron et Dingkuhn, 2003 ; extrait de http://sarrah.teledetection.fr/SARRAH_Home.html)

5.2.1.2 – Principes de fonctionnement

SARRA-H est un modèle déterministe simple d'utilisation qui reproduit des processus à l'échelle de la parcelle permettant des analyses à l'échelle régionale. Il rend compte du couplage simple entre un puits : la demande atmosphérique, et une source : le sol et sa réserve hydrique. Les processus sont simulés au pas de temps journalier et à l'échelle de la parcelle. Les simulations effectuées avec SARRA-H nécessitent que le modèle soit préalablement calibré et validé à partir d'observations issues de parcelles références implantées en milieu paysan.

La première étape consiste à caler la phénologie en utilisant le relevé des dates de changement de phases in situ en rapport avec la somme des degrés-jours observés. Puis vient le calage du bilan hydrique qui consiste en un contrôle graphique des paramètres tels que l'évapotranspiration, l'humidité relative, ou encore des différentes réserves en eau du sol. Suit l'élaboration des différents indices foliaires et racinaires pour déterminer l'évolution de la biomasse. La calibration se termine par le calage du bilan carboné.

Les éléments relatifs aux bilans hydrique et carboné, développés ci-dessous, sont extraits de Marteau (2011).

Bilan hydrique et séparation de l'évaporation et transpiration

Le bilan hydrique est modélisé à partir de la dynamique de l'eau dans le sol, fondée sur un système de réservoirs. Le flux d'eau est alors simulé par un processus de remplissage, drainage et ruissellement qui correspond au débordement des réservoirs en fonction des types de sol où seul les flux verticaux et descendants sont simulés par SARRA-H. Afin d'évaluer la quantité d'eau disponible pour la plante dans le modèle, la partie arable du sol est ainsi subdivisée en deux réservoirs :

- un réservoir de surface de profondeur fixe couramment à 20 cm de profondeur, soumis aux processus d'évaporation, relation sol-atmosphère-transpiration des plantes ;
- un second réservoir borné en profondeur et dont la taille évolue en fonction de la vitesse d'enracinement et du front d'humectation. Ce second réservoir n'est soumis qu'aux processus de transpiration (Baron et al., 1996). La réserve utile (RU) du sol comprise entre le point de flétrissement et la capacité au champ est définie à 150 mm.m^{-1} pour les sols argileux (les plus présents dans la région d'étude) et 100 mm.m^{-1} pour des sols argilo-sableux. Les processus de transpiration et d'évaporation, fonction du rapport entre l'offre et la demande en eau, varient

selon l'ET₀ du milieu définie selon l'équation de Penman-Monteith (FAO 56), le taux de couverture foliaire du sol (LAI) et les phases phénologiques de la plante décrites plus bas. Se distingue alors la demande potentielle de la consommation réelle, pour chaque processus, en fonction de l'eau disponible pour la partie évaporation et la partie transpiration. L'évaporation potentielle est contrainte par l'eau disponible dans le réservoir de surface (Fraction Evaporable Soil Water – FESW) ; la transpiration est, quant à elle, contrainte par la fraction d'eau disponible pour les racines (Fraction Transpirable Soil Water - FTSW). Le rapport entre la consommation réelle et la demande potentielle de la plante donne un indice de satisfaction hydrique intervenant dans les calculs de biomasse notamment.

Bilan carboné et partitionnement de la biomasse

Le bilan carboné intégré dans la version SARRA-H 3.2 repose sur la simulation des processus d'interception de la photosynthèse et du taux de conversion maximal de l'énergie en matière sèche. Ce coefficient génétique de conversion est modulé par un frein hydrique lié à la transpiration relative et s'exprime par le rapport transpiration potentielle sur transpiration réelle (demande/offre). L'indice foliaire (LAI), déduit de la biomasse des feuilles en fonction de la masse surfacique des feuilles (SLA), permet d'estimer l'interception du rayonnement par la loi de Beer Lambert et la production totale de sucre. Une fraction de la production de sucre (amidon) est allouée à la respiration de maintenance, fonction de la biomasse présente et de la température, le reste étant attribué à l'augmentation de la biomasse totale qui est alors réparties vers les racines, les tiges, les feuilles et les grains après la floraison.

Pour la répartition des biomasses, des relations allométriques empiriques sont utilisées. Celles-ci favorisent la robustesse du modèle en évitant de passer par un cumul de répartition des biomasses et assurent que les valeurs simulées restent dans une marge physiologiquement possible. Ces relations ne sont appliquées que lors de la phase végétative et reproductive. Lors de l'apparition des grains et de la phase de maturation, il n'y a plus de croissance foliaire et racinaire. L'estimation du rendement est simulée en deux étapes permettant de définir la taille du puits (nombre de grains), puis le remplissage des grains. La taille du puits est initialement définie par un paramètre génétique qui se rapporte à l'indice de récolte modulé en fonction de l'évolution de la biomasse durant la phase reproductive. Durant la phase de remplissage, la demande est fonction de la taille du puits et de l'offre, la quantité de sucre produite est fonction de l'interception du rayonnement sous contrainte hydrique. Si la demande est supérieure à l'offre, ce manque est partiellement satisfait par réallocation des assimilés au

niveau des tiges et des feuilles, ce qui favorise la sénescence des feuilles et se traduit par une diminution de la biomasse verte et ainsi du LAI.

Phénologie du sorgho et modélisation dans SARRA-H

Le sorgho est une plante en C4, ce qui signifie que ses stomates sont ouverts seulement la nuit, limitant ainsi les déperditions d'eau durant la journée. Il dispose d'un système racinaire très développé lui permettant d'explorer le sol jusqu'à 1,80 m de profondeur, lui offrant ainsi une grande capacité d'absorption hydrique et minérale. En plus de ces caractéristiques, le sorgho est capable d'accumuler de l'eau dans des organes de réserve tels que la tige, le rendant particulièrement résistant à la sécheresse.

Dans le modèle SARRA-H, le cycle de culture de la plante est découpé en quatre phases de développement (présentées ci-dessous), délimitées par sept stades phénologiques distincts (Fig. 5.5). Les dynamiques d'évolution et/ou l'impact des contraintes sur le développement et le rendement sont régies par les mêmes lois dans chacune des phases.

- i. phase végétative juvénile (BVP pour Basic vegetative period)
- ii. phase sensible à la photopériode (PSP pour Photoperiod Sensitive Period)
- iii. phase reproductive (RPR ou reproductive phase)
- iv. phase de maturation (MATU)

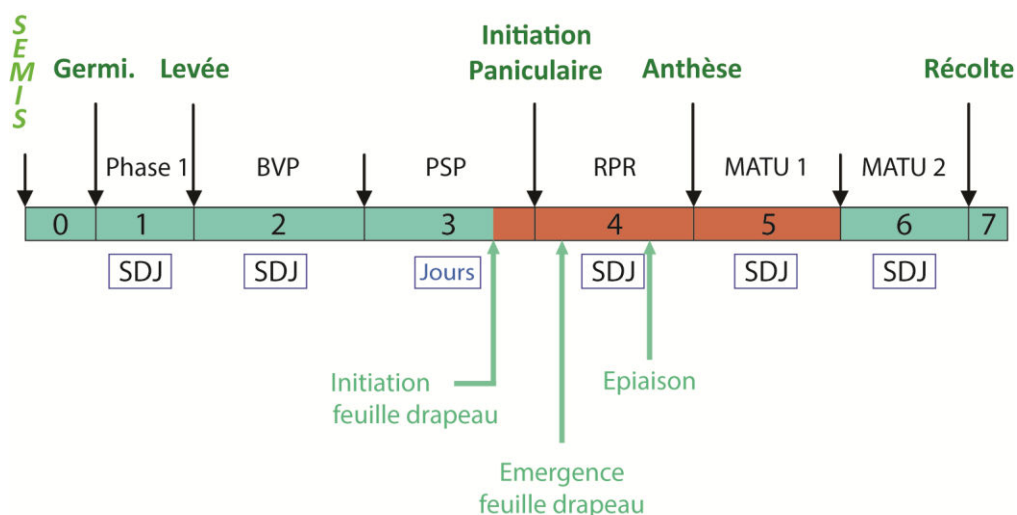


Figure 5.5 : Cycle de culture et stades phénologiques des céréales simulés dans le modèle agronomique SARRA-H. En rouge apparaissent les phases sensibles au manque d'eau. SDJ signifie Somme Degré Jour (adapté de http://sarra-h.teledetection.fr/SARRAH_Pheno.html).

La durée des phases est définie par des constantes génétiques en somme de degrés-jours, où seule la phase photosensible est variable et dépend de la longueur du jour. La durée de chaque phase est simulée dans SARRA-H à partir d'une constante photothermique sur la base de degrés-jours cumulés qui correspondent à la différence entre la température observée et la température de base.

À l'exception de la phase photosensible⁴ (PSP), le passage d'une phase à une autre est contrôlé par des seuils de températures cumulées précis. Pour la variété étudiée, la totalité du cycle de culture est réalisée lorsque le seuil de 1 400°C est atteint. Les sept stades phénologiques décrits en figure 5.5 se répartissent dans trois grandes périodes qui marquent l'état de développement de la plante.

(i) La période végétative commence avec la germination et se termine à la levée (Fig. 5.5, Phase 1), c'est-à-dire la sortie de terre de la plante. La germination, qui marque le passage de l'état latent à l'état actif de la graine, ne peut se faire que lorsque les conditions environnementales sont optimales, c'est-à-dire disponibilité d'une certaine quantité d'eau et température de 20°C ou plus (Chantereau et Nicou, 1991) pour permettre une bonne activité enzymatique. La phase 2 s'étend jusqu'à l'apparition de trois feuilles, puis la phase 3 jusqu'au développement de sept feuilles ; il s'agit de la phase d'installation de la culture.

→ *Dans ces premières phases, le rôle de l'eau n'est important que pour la germination puis le développement du jeune plant. Toutefois, après émergence, le jeune plant vit sur les éléments nutritifs stockés dans l'endosperme ; il est capable de tenir dix jours jusqu'à épuisement de ces réserves (House, 1987). Au-delà de ces dix jours, le manque d'eau sera préjudiciable à la survie du jeune plant.*

(ii) La période reproductrice (Fig. 5.5, stade 4, RPR) est entièrement vouée à la croissance végétative de la plante. Elle correspond à la mise en place des cellules reproductrices sur le bourgeon terminal et à la croissance des feuilles.

→ *À la fin de cette phase, le sorgho est particulièrement exigeant en eau. Un stress hydrique peut conduire à une réduction du nombre de cellules reproductrices et donc nuire fortement à la fécondation. Pour qu'il y ait fécondation, il faut que le grain de pollen présent sur le pistil germe. Or, si un manque d'eau est avéré à ce stade du*

⁴ La durée de la phase photosensible dépend de la longueur du jour variant en fonction de la latitude et du temps. C'est dans cette dynamique que le modèle SARRA-H simule la réponse de la culture au stress hydrique à partir d'un bilan carboné établi en fonction de la fraction de lumière interceptée et de l'augmentation de la biomasse, donc du LAI (Dingkuhn et al., 1999, 2008).

développement, la germination se déroule *avec difficulté*. *Sans fécondation, il n'y a pas fructification et donc pas de production de graines*. En somme, *un manque d'eau prolongé durant cette phase conduit à une baisse certaine des rendements*.

(iii) La période de maturation est subdivisée en trois phases phénologiques qui sont allouées au développement du grain, c'est-à-dire son remplissage juste après la pollinisation. La durée du remplissage complet varie de trente à cinquante jours selon les variétés de sorgho et les conditions climatiques (Sene, 1995). La phase 5, associée au grossissement des grains, est une phase marquée par une activité métabolique intense qui nécessite donc des besoins en eau et en énergie très importants.

→ *Il s'agit donc d'une phase critique pour le sorgho, puisqu'un stress hydrique contribue à un mauvais remplissage des grains et donc à une diminution des rendements finaux*.

La période de maturation se poursuit par le stade phénologique 6. Elle correspond au dessèchement du grain et fait baisser son taux d'humidité aux alentours de 20 %.

→ *Dans cette phase, le risque est un excès d'eau qui maintiendrait un taux d'humidité élevé à l'intérieur du grain, l'empêchant donc d'atteindre sa maturité de récolte*. Dans de telles conditions, le grain peut germer sur pied, altérant de fait les rendements finaux.

Enfin, l'ultime phase 7 n'est autre que la récolte. Elle se fait dès lors que le taux d'humidité des grains est suffisamment bas pour permettre une conservation sans risque de germination ou pourriture des grains.

Bien qu'étant une plante résistante à la sécheresse, le sorgho reste sensible à plusieurs variables climatiques, et notamment la disponibilité en eau et l'évolution des températures (Peacock et Heinrich, 1982 ; Konate, 1982 ; Prasad et al., 2008). Le rôle des températures est essentiel dans la mesure où ce sont elles qui contrôlent la dynamique du cycle de culture ; ainsi, une insuffisante accumulation de chaleur (degrés-jours) retarde le passage d'un stade phénologique à un autre et rallonge le cycle de culture. Les précipitations restent d'une importance considérable car la médiocre distribution intrasaisonnière des pluies au cours du cycle cultural, sans forcément aboutir à des rendements nuls, peut contribuer à une baisse des rendements dès lors que les épisodes secs sont phasés avec des stades phénologiques sensibles à la disponibilité en eau (Fig. 5.5).

5.2.2 – Protocoles expérimentaux

Le protocole expérimental mis en place est basé sur quatre simulations par site et réalisées pour chacune des deux saisons des pluies. Chaque simulation est construite à partir des précipitations et autres variables météorologiques observées ou reconstruites à partir d'observations de stations voisines (se référer à la section 1.1 du chapitre 1 pour plus de détails) de la période 1973-2001 à Embu, Mitunguu et Ishiara.

Le modèle SARRA-H a préalablement été calibré à partir de données d'essais agronomiques obtenues en milieu contrôlé sur deux sites retenus par le projet ANR PICREVAT (Kiboko, 950 m d'altitude, et Weru, 1 160 m d'altitude). Les simulations sont faites en considérant une culture de sorgho (variété locale) non irriguée, avec pour seul apport de nutriments une technique traditionnelle de mulching (paillis). La densité de semis est fixée à 53 333 pieds/ha et le seuil minimum d'eau nécessaire pour déclencher le semis est de 10 mm. Dans ce travail, le type de sol, la date de début de simulation et la date de semis sont des paramètres changeants d'une expérience à l'autre, dont l'impact sur la variabilité des rendements potentiels va être analysé.

Le début de simulation est la date à laquelle le modèle commence la simulation, autrement dit l'assimilation des données climatiques. Cela lui permet de considérer l'évolution du bilan hydrique du système et de constituer, le cas échéant, des réserves en eau dans le sol. Le volume d'eau qui peut être stocké est lui-même dépendant des caractéristiques physiques pédologiques. Afin de tester le rôle médiateur du sol sur l'effet de la variabilité climatique sur les rendements, les simulations sont réalisées avec deux types de sol ordinairement rencontrés sur les pentes est du mont Kenya (Sriprasert et al., 1987) : un sol argileux (A) et un autre argilo-sableux (AS). Les deux sols ont la même profondeur (1,80 m) mais possèdent une capacité de rétention d'eau différente qui se traduit par une réserve utile différente ($A=150 \text{ mm.m}^{-1}$ et $AS=100 \text{ mm.m}^{-1}$). Ce n'est qu'à partir de la date de semis que le modèle peut semer dès lors que les conditions hydriques sont favorables pour permettre la germination du sorgho.

Les caractéristiques des quatre simulations réalisées sur chaque site et pour chaque saison sont présentées dans le tableau 5.3 suivant. Sont définies comme simulations de références (sim03 et sim10 pour les long rains et les short rains, respectivement), les expériences dont le

début de simulation est fixé au 1^{er} février (1^{er} septembre) pour les long rains (short rains) et dont les dates de semis sont programmées un mois plus tard. Le type de sol des expériences de références est argileux. Les autres expériences se différencient de la façon suivante :

- les simulations sim02 et sim09 ont été mises en place pour investiguer l’effet sur les rendements potentiels d’une possibilité de semer plus précocement dans la saison ;
- sim03b et sim10b se différencient par la date de début de la simulation qui se déclenche un mois plus tôt. Ce réglage offre la possibilité au modèle de considérer les pluies deux mois avant la période de semis, contre seulement un mois dans les simulations de référence. Il s’agit donc de regarder l’effet de la teneur en humidité du sol sur la variabilité des rendements potentiels ;
- les simulations sim03AS et sim10AS ont été réalisées pour des sols argilo-sableux dont la capacité de rétention d’eau est moindre que celle des sols argileux utilisés dans les simulations de références. Ces simulations permettent de regarder si le type de sol peut moduler les rendements finaux et leur variabilité interannuelle.

Tableau 5.3 : Protocoles expérimentaux appliqués pour la culture du sorgho lors des long rains et short rains 1973-2001 dans les stations *kenyanes d’Embu, Mitunguu et Ishiara*. En rouge, les simulations de références.

	Nom	Début simulation	Date semis	Type de sol
LONG RAINS	sim02	1 ^{er} janvier	1 ^{er} février	argileux
	sim03	1 ^{er} février	1 ^{er} mars	argileux
	sim03b	1 ^{er} janvier	1 ^{er} mars	argileux
	sim03AS	1 ^{er} février	1 ^{er} mars	argilo-sableux
SHORT RAINS	sim09	1 ^{er} août	1 ^{er} septembre	argileux
	sim10	1 ^{er} septembre	1 ^{er} octobre	argileux
	sim10b	1 ^{er} août	1 ^{er} octobre	argileux
	sim10AS	1 ^{er} septembre	1 ^{er} octobre	argilo-sableux

5.3 – Dates de semis réussis

Le modèle SARRA-H simule un semis dès lors que les conditions hydroclimatiques permettant la germination de la graine sont atteintes. Le semis est réalisé lorsque le sorgho dispose d'un minimum de 10 mm d'eau dans le sol en fin de journée. Un test de mortalité des plantules implémenté dans le modèle SARRA-H considère que si durant les vingt premiers jours après le semis, onze jours enregistrent une décroissance de la biomasse, alors le semis a échoué et un re-semis est automatiquement généré. Il peut donc y avoir potentiellement plusieurs dates de semis pour une même saison, mais sera conservée comme date de semis réelle celle qui permet à la plante de se développer jusqu'à la mise en place d'un système racinaire autonome.

Les dates de semis moyennes (Fig. 5.6) sont identiques pour les simulations sim03, sim03AS, sim03b dans le cas des long rains et sim10, sim10AS et sim10b pour les short rains. Elles s'organisent selon le même gradient climatique décrit jusqu'à présent. Quelle que soit la saison des pluies, les semis réalisés en altitude sont plus précoces que ceux dans la station d'Ishiara implantée près de 600 m plus bas. Toutefois, l'amplitude des dates entre les stations reste faible au cours des long rains. Cette quasi-simultanéité de semis peut s'expliquer par l'existence d'une cohérence spatiale élevée du démarrage de la saison entre les niveaux altitudinaux (Camberlin et al., 2012). A contrario, cette cohérence est beaucoup plus faible pour les short rains, ce qui fait disparaître cette quasi-simultanéité des semis entre les stations. Les simulations sim02 et sim09 proposent systématiquement des dates différentes de celles obtenues avec les autres simulations. Ces simulations ont été réalisées justement dans l'optique de voir si les pluies disponibles en pré-saison permettent au modèle de semer et de vérifier la réponse des rendements finaux si semis plus précoce il y a. Le modèle sème plus tôt dans tous les cas étudiés (Fig. 5.6). La différence entre les semis est plus importante dans les stations de Mitunguu et d'Embu qui enregistrent nettement plus de jours de pluie qu'à Ishiara (Tab. 5.2). Le fait qu'il y ait plus d'événements pluvieux donne la possibilité au modèle d'obtenir plus fréquemment les conditions idéales pour semer.

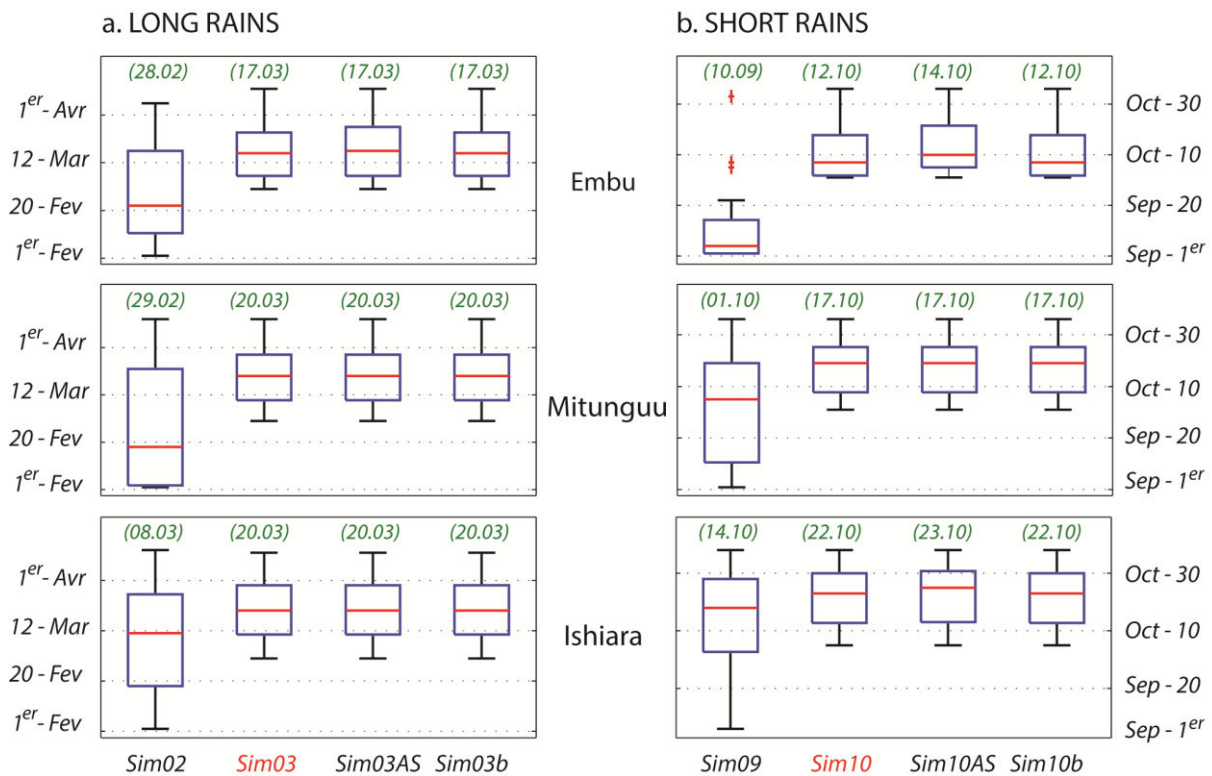


Figure 5.6 : Dates de semis réussis dans le modèle SARRA-H pour les long rains (a) et les short rains (b) 1973-2001 sur les sites de Embu (1 488 m), Mitunguu (1 016 m) et Ishiara (872 m). Les dates moyennes sont indiquées en vert entre parenthèses au-dessus des boîtes à moustache. La ligne rouge des boîtes à moustache indique les dates médianes.

5.4 – Rendements de sorgho potentiels sur la période 1973-2001

La figure 5.7 présente les rendements potentiels moyens obtenus à partir des quatre simulations, dans chaque station pour les long rains et les short rains de la période 1973-2001. La variabilité interannuelle de ces rendements est décrite par les boîtes à moustaches ainsi que par les écarts-types calculés sur les rendements potentiels des vingt-neuf années étudiées.

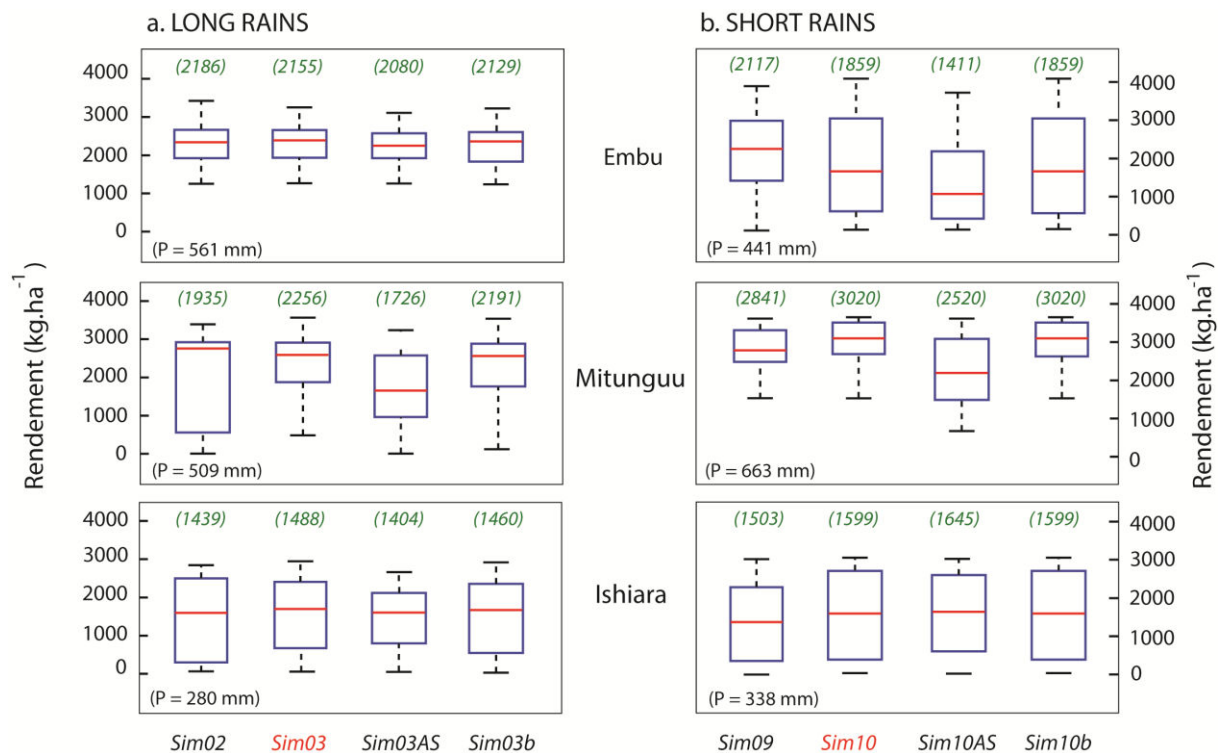


Figure 5.7 : Rendements du sorgho potentiels moyens estimés par le modèle SARRA-H pour les long rains (a) et les short rains (b) 1973-2001 sur les sites de Embu (1 488 m), Mitunguu (1 016 m) et Ishiara (872 m). Les valeurs entre parenthèses dans le coin gauche des cadres rappellent les cumuls saisonniers. Les rendements moyens ($\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$) sont indiqués en vert entre parenthèses au-dessus des boîtes à moustache. La ligne rouge des boîtes à moustache indique les rendements médians.

Cas des simulations de référence sim03 et sim10 : pour les long rains (Fig. 5.7a), les rendements moyens sont plus élevés pour les stations de Mitunguu ($2\,256\text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}$) et Embu ($2\,155\text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}$), qui se caractérisent par des cumuls saisonniers similaires et surtout nettement supérieurs à ceux d’Ishiara qui enregistre des rendements bien moins élevés ($1\,488\text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}$). La différence constatée entre Mitunguu et Embu peut s’expliquer par une répartition intrasaisonnière des pluies en meilleure adéquation avec les besoins de la plante à Mitunguu, avec notamment des épisodes secs moins longs et des intensités quotidiennes plus élevées (Tab. 5.2). Toujours pendant les long rains, la station d’altitude, la plus pluvieuse, présente une variabilité interannuelle des rendements plus atténuée que pour les deux autres stations. La situation est différente au cours des short rains (Fig. 5.7b) puisque les rendements moyens le plus élevés se retrouvent dans la station de Mitunguu avec plus de $3\,000\text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}$, en accord avec les cumuls saisonniers importants (Tab. 5.2). La variabilité interannuelle est plus importante à Embu (écart-type de $1\,278\text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}$) et Ishiara (écart-type de $1\,075\text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}$), qu’elle ne l’est à Mitunguu (écart-type de $570\text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}$). Encore une fois, cette répartition des

écarts-types est la même que celle des cumuls saisonniers. La quantité totale d'eau apparaît donc sans surprise comme une variable importante dans la structuration des rendements.

La visualisation de l'évolution des rendements au cours de la période 1973-2001 (Fig. 5.8) met en exergue plusieurs particularités :

- l'existence d'une variabilité des rendements potentiels de sorgho plus chaotique dans la station d'Ishara quelle que soit la saison (dix saisons des long rains avec moins de 1 000 kg.ha⁻¹ entre 1973 et 2001). À l'inverse, les cas de Embu (seulement trois années avec un rendement < 1 000 kg.ha⁻¹) durant les long rains, et de Mitunguu pour les short rains, se singularisent par des rendements plus constants, en accord avec les gradients climatiques présentés précédemment ;

- l'existence d'années catastrophiques pour lesquelles le modèle simule des rendements nuls ou très bas. Elles sont, pour les long rains, plus ou moins synchrones dans les trois stations, comme en 1973, 1984 et 2000. D'autres mauvaises récoltes sont simulées de façon synchrone à Mitunguu et Ishara (1992, 1996), alors que les rendements à Embu ne semblent pas impactés. Pour les short rains, la station de Mitunguu, qui est bien plus arrosée que ces deux homologues, paraît beaucoup moins sujette aux mauvaises récoltes. La seule véritable mauvaise saison y est 1988, marquée par des rendements inférieurs à 1 000 kg.ha⁻¹ (Fig. 5.8b). En revanche, les stations d'Ishara et Embu présentent une variabilité des rendements potentiels comparable, avec de nombreuses années de récoltes très médiocres, voire nulles.

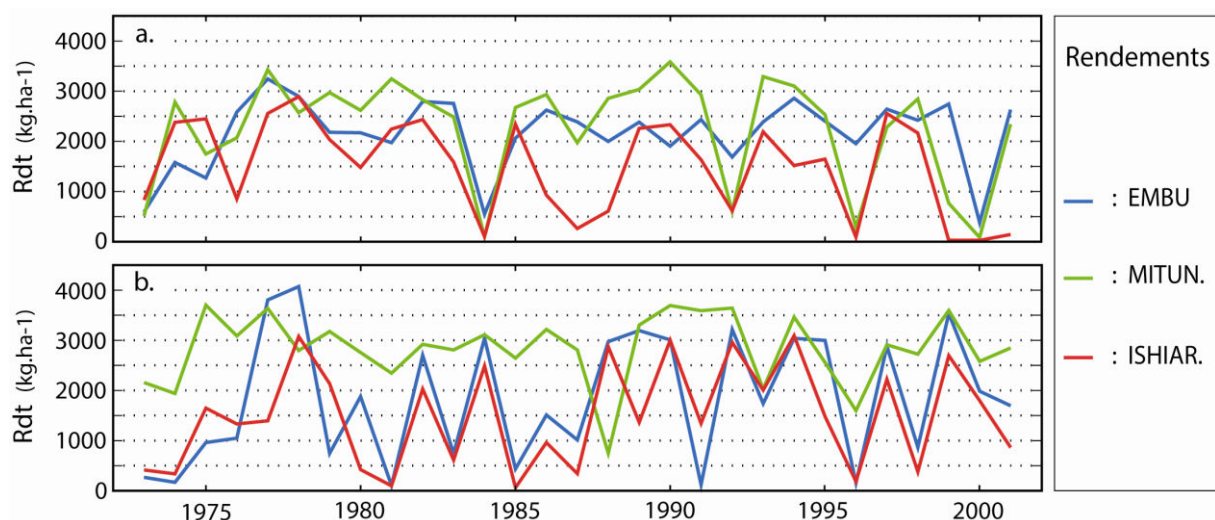


Figure 5.8 : Rendements potentiels du sorgho estimés par le modèle SARRA-H à partir des simulations de référence sim03 pour les long rains (a) et sim10 pour les short rains (b) de la période 1973-2001 dans les stations de Embu (trait bleu), Mitunguu (trait vert) et Ishara (trait rouge).

Cas des simulations sim03b et sim10b : les rendements obtenus à partir des sim03b et sim10b sont similaires (tant en valeurs moyennes et médianes qu'en variabilité) à ceux obtenus à partir des expériences de référence sim03 et sim10 (Fig. 5.7), ce qui suggère que la teneur en humidité du sol avant le démarrage de la saison culturale n'influence pas réellement la variabilité des rendements potentiels finaux. Ce résultat est valable pour les trois stations et les deux saisons. Pour la suite du travail, les simulations sim03b et sim10b ne seront pas analysées davantage.

Cas des simulations sim02 et sim09 : les rendements moyens issus de sim02 et sim09 sont très proches de ceux obtenus avec les simulations de référence. La principale différence observable concerne la variabilité interannuelle qui s'accroît dans les stations de Mitunguu et Ishiara pendant les long rains (Fig. 5.7a) et qui diminue très légèrement dans les stations le moins arrosées durant l'autre saison (Fig. 5.7b). Seul le cas d'Embu pour les short rains se distingue par un rendement moyen supérieur. Cette spécificité est probablement due au fait que le modèle sème systématiquement plus tôt (environ un mois) quand la possibilité lui est offerte (Fig. 5.6b), ce qui rallonge la saison et permet donc à la plante d'intégrer plus d'événements pluvieux pour croître. Les résultats relatifs aux simulations sim02 et sim09 ne seront pas présentés dans la suite du travail.

Cas des simulations sim03AS et sim10AS : ces simulations ont été développées afin de tester le rôle médiateur du sol sur l'effet de la variabilité climatique sur les rendements. Les simulations réalisées sur sol argileux (A) sont répétées pour un sol argilo-sableux (AS). Les deux sols ont la même profondeur (1,80 m) mais possèdent une réserve utile différente ($A=150 \text{ mm.m}^{-1}$ et $AS=100 \text{ mm.m}^{-1}$). Les rendements obtenus à partir des simulations sim03AS et sim10AS sont généralement différents (en valeur moyenne) de ceux obtenus avec les simulations de référence sur sol argileux et décrivent une variabilité interannuelle souvent moins importante (Fig. 5.7). Les rendements estimés avec les deux types de sols dans les stations d'Embu et d'Ishiara (Fig. 5.7) présentent néanmoins des variabilités interannuelles très similaires, comme le soulignent les très fortes corrélations de 0.97 (0.88) et 0.93 (0.97) respectivement pour Embu et Ishiara durant les long rains (short rains) entre les deux séries de rendements. Les différences moyennes entre les valeurs de rendements obtenus dans des sols AS et A (Fig. 5.9) sont faibles pour Ishiara (-84,3 kg.ha^{-1} pour LR et 45,9 kg.ha^{-1} pour SR) et pour Embu pour les LR (-75.2 kg.ha^{-1}) mais fortes dans la station de Mitunguu (-530.2 kg.ha^{-1} pour LR et -711.9 kg.ha^{-1} pour SR) et à Embu pour les SR (-447.7 kg.ha^{-1}). Il apparaît

que les rendements finaux sont quasi systématiquement plus faibles en présence d'un sol argilo-sableux dont la teneur en eau est moins importante que celle d'un sol argileux. Les quantités précipitées ainsi que la répartition intrasaisonnière des événements pluvieux permettent par ailleurs d'expliquer les différences entre les stations quant à l'effet du type de sol. Dans le cas d'Ishiara, il est possible que les événements pluvieux peu nombreux mais particulièrement intenses confèrent une part de ruissellement superficiel plus importante et donc moins d'eau disponible pour la plante. Le cas inverse se produit dans la station d'altitude (Embu) où les événements pluvio-gènes réguliers assurent le maintien d'un stock d'eau plus ou moins constant dans le sol, quelle que soit la RU.

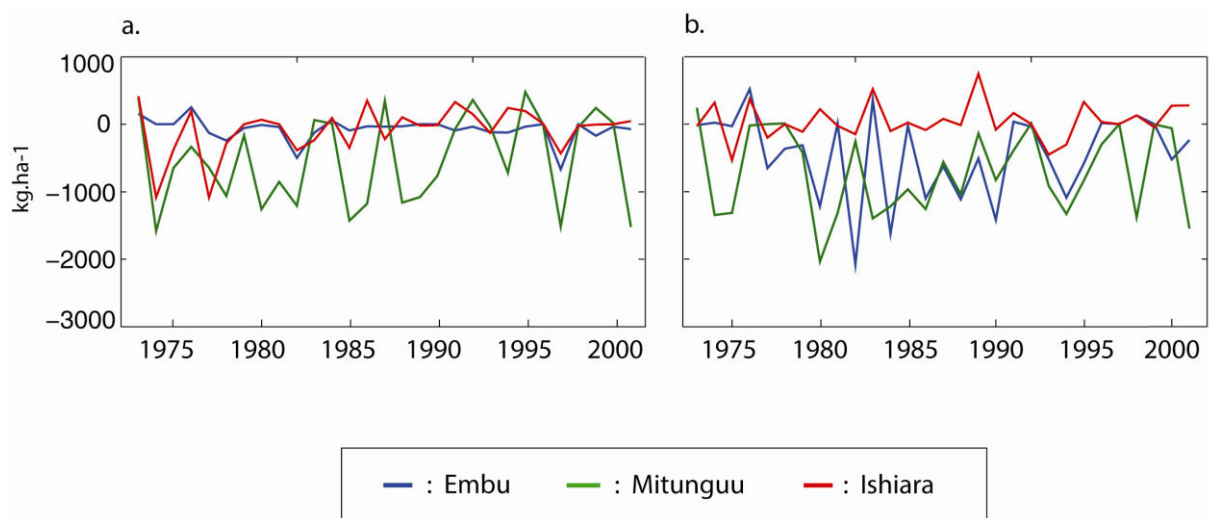


Figure 5.9 : Différence entre les rendements du sorgho simulés par le modèle SARRA-H avec un sol argileux (A) et argilo-sableux (AS) pour les long rains (a) et les short rains (b) dans chacune des trois stations.

5.5 - Impact des variables climatiques et environnementales sur les rendements du sorgho

La variabilité interannuelle (1973-2001) des rendements potentiels du sorgho est à présent comparée à celle des données pluviométriques et météorologiques d'observation. Ce travail est d'abord réalisé à partir de calculs de corrélations linéaires entre les séries de rendements potentiels du sorgho sur la période 1973-2001 et un panel de variables climatiques, ensuite en appliquant une régression linéaire simple en validation croisée entre chaque variable climatique et les rendements 1973-2001. Pour ne pas trop alourdir le manuscrit, les résultats présentés dans les sections suivantes (5.3.1, 5.3.2 et 5.3.3) concernent seulement les simulations de référence sim03 et sim10 ; la comparaison entre les deux types de sols viendra à la fin dans la section 5.3.4.

5.5.1 – Relations entre les rendements et les DIS des précipitations

Les corrélations linéaires simples entre dix descripteurs pluviométriques et les rendements potentiels du sorgho sont calculées pour chacune des trois stations de l'étude et pour les long rains et les short rains de manière indépendante. Les corrélations les plus fortes sont généralement obtenues avec le cumul saisonnier, ce qui semble normal car cette variable est la plus intégrative (Fig. 5.10d). De même, quelles que soient la saison et la station, les rendements du sorgho sont corrélés positivement et significativement à la longueur de la saison des pluies (Fig. 5.10c). Ceci signifie que la forte corrélation avec le cumul saisonnier est avant tout le reflet des variations de la longueur des saisons des pluies. Les valeurs plus fortes à Ishiara qu'à Mitunguu puis Embu soulignent que le degré de la relation augmente à mesure que l'altitude de la station diminue. Beaucoup de descripteurs, définis entre DSP et FSP, sont directement dépendants de la durée de la saison. C'est le cas de NJP par exemple. Ainsi, pour compléter l'analyse, des corrélations partielles seront calculées sur les couples rendements-descripteurs, en considérant la durée de la saison comme constante.

Les rendements n'apparaissent pas (ou peu) significativement corrélés aux dates de démarrage (Fig. 5.10a) et fin (Fig. 5.10b) de la saison des pluies. Ce constat est valable autant pour les long rains que pour les short rains. Les corrélations plus fortes à Ishiara qu'à Embu pendant les long rains soulignent que l'intensité de cette relation augmente à mesure que l'altitude diminue, autrement dit que les pluies se raréfient et que le milieu devient aride. Cela reste vrai pour les short rains puisque la station alors la plus arrosée (Mitunguu) présente les corrélations les moins élevées proches de 0.5 (Fig. 5.10d).

La fréquence des jours de pluie (Fig. 5.10e) est corrélée positivement avec les rendements de Mitunguu et Ishiara au cours des long rains et ceux de Embu pour l'autre saison. En somme, NJP, comme le cumul, est important dans les stations dans lesquelles l'eau peut être un facteur limitant au bon développement de la plante.

Les descripteurs qui relatent l'organisation interne des saisons pluvieuses (caractéristiques des épisodes pluvieux et secs) sont eux aussi reliés significativement à la variabilité interannuelle des rendements. Leur rôle s'observe essentiellement au cours des long rains. Les longs épisodes secs (Fig. 5.10h, i) contribuent à faire diminuer les rendements du sorgho. Il est légitime de penser que le phasage entre ces longs épisodes secs et les stades phénologiques critiques est une des clés dans l'élaboration des rendements ; ainsi, plus les épisodes secs sont nombreux et/ou longs, plus la probabilité d'un phasage entre un épisode

sec et une phase phénologique critique augmente, et le risque d’obtenir de bons rendements diminue. En revanche, la corrélation positive entre nbES et les rendements est contre-intuitive car elle signifie que plus il y a d’épisodes secs plus les rendements sont élevés. Néanmoins, si l’on s’intéresse aux corrélations partielles, la relation avec nbES disparaît quasiment (à l’exception d’Ishiara) signifiant que plus d’épisodes secs, correspondent, toutes choses égales, à des épisodes moins longs et donc potentiellement à moins de stress hydrique subi par la plante. C’est bien la longueur des épisodes qui est en cause. De plus, les nombres d’épisodes secs et humides sont naturellement étroitement liés, de telle sorte que, lorsque le nombre d’épisodes secs augmente durant la saison, alors le nombre d’épisodes pluvieux augmente également ; la répartition des pluies devient plus régulière et fait diminuer le stress de la plante.

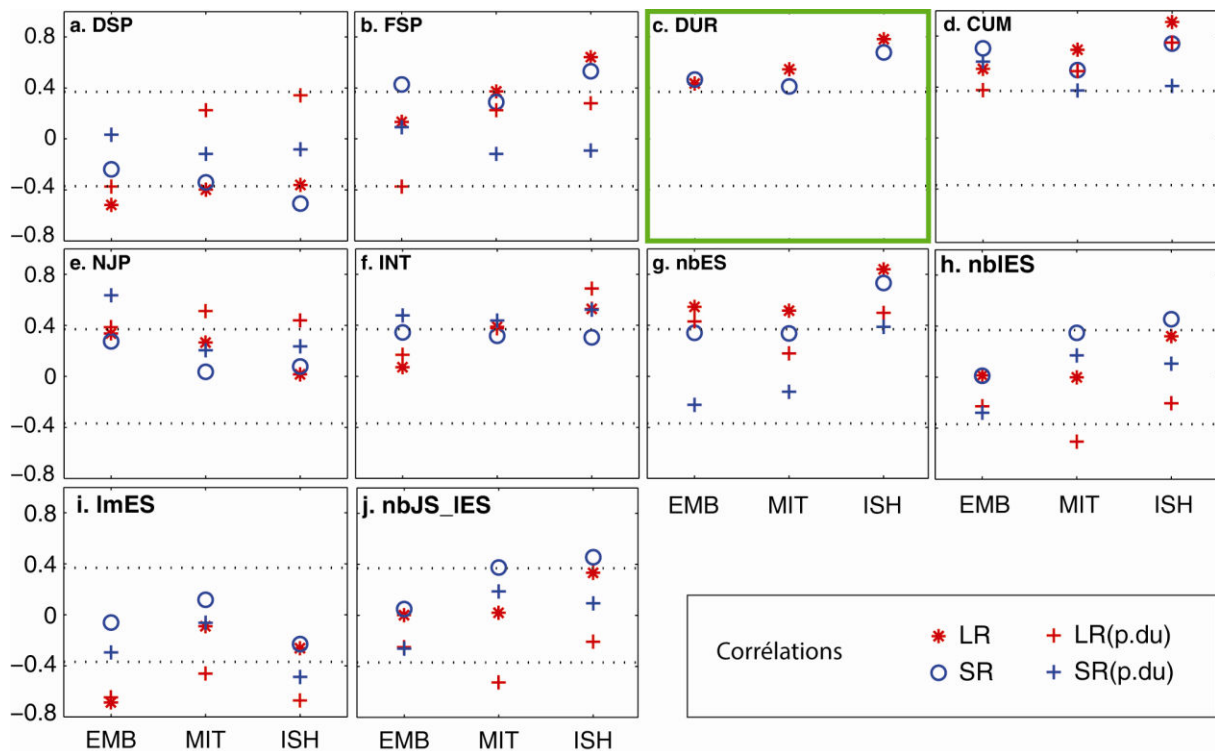


Figure 5.10 : Corrélations linéaires simples entre chaque descripteur pluviométrique et les rendements du sorgho simulés (sim03 et sim10) par le modèle SARRA-H pour les long rains (rouge) et short rains (bleu) de la période 1973-2001. Les croix représentent les corrélations partielles calculées indépendamment de la durée de la saison (encadré vert). Les lignes pointillées matérialisent les bornes de significativité à 95 % lues dans les tables de Bravais Pearson dans le cas de vingt-neuf observations.

5.5.2 – Relations entre les rendements et les autres variables météorologiques

Les corrélations linéaires calculées entre les autres variables météorologiques (valeurs moyennes calculées sur l'ensemble du cycle végétatif) et les rendements du sorgho (Tab. 5.4) montrent que les T_{\max} et Rg des long rains covarient négativement avec le rendement tandis que H_{moy} covarie positivement. Ces covariations signifient que les rendements sont d'autant plus élevés que T_{\max} et Rg sont faibles et que l'humidité relative est importante. Du point de vue de l'interprétation, deux pistes peuvent être proposées. La première suppose que cette relation ne fait que refléter le fort lien existant entre la pluie et les rendements (section 5.3.1) en exacerbant le probable rôle de la couverture nuageuse. En effet, la couverture nuageuse, vectrice des précipitations, vient opacifier l'atmosphère et réduit le rayonnement solaire incident, abaissant les températures et augmentant l'humidité relative dans l'air. La seconde hypothèse fait intervenir une diminution de l'évapotranspiration, et donc une réduction du stress hydrique.

Toutefois, il est remarquable qu'au cours des short rains cette relation ne se retrouve pas car seul Rg présente une relation significative avec les rendements.

Tableau 5.4 : Coefficients de corrélation entre les rendements du sorgho simulés et les valeurs de température, vent, rayonnement et humidité relative pour les long rains et short rains de la période 1973-2001. Les corrélations significatives sont indiquées en noir italique (95 %) et gras (99 %).

		H_{moy}	T_{\max}	T_{\min}	Vt	Rg
Long rains	EMBU	0.26	-0.37	0.02	-0.07	-0.22
	MITUNGUU	0.41	-0.53	-0.17	-0.33	-0.41
	ISHIARA	0.55	-0.58	-0.49	-0.04	-0.36
Short rains	EMBU	0.07	-0.12	0.11	-0.27	-0.30
	MITUNGUU	-0.03	-0.15	-0.17	-0.14	-0.41
	ISHIARA	0.03	-0.09	-0.21	-0.36	-0.24

Les variables météorologiques analysées jusqu'à présent de manière indépendante sont en fait en interaction permanente les unes avec les autres mais aussi avec l'environnement (sol et cultures). Cette interaction qui joue un rôle important pour les plantes se retranscrit dans la réalité par le phénomène d'évapotranspiration (Eto) qui se définit simplement comme l'évaporation d'une partie de l'eau du sol (réservoir de surface) et la transpiration des plantes. Ce processus physique se déroule sous l'influence de variables climatiques telles que le

rayonnement solaire, les températures ou le vent par exemple. L'évapotranspiration a pour effet de faire diminuer les réserves d'eau du sol et donc potentiellement d'agir sur le développement de la plante en la privant d'eau. Lors des long rains, la relation entre l'ETo et les rendements est significative et négative à Mitunguu et Ishiara (Fig. 5.11b, c). Cette covariation s'interprète comme une augmentation des rendements lorsque l'ETo est faible. Dans le cas d'Ishiara les corrélations les plus élevées se retrouvent en fin de saison des pluies. Cette période coïncide probablement avec les stades phénologiques sensibles (Fig. 5.5 - RPR et Matu1) qui sont phasés avec cette période de la saison.

La figure 5.11 montre les corrélations significatives positives entre les pluies et les rendements potentiels du sorgho. Ces corrélations sont maximales durant la saison des pluies (entre DSP et FSP), mais sont également présentes en pré-saison et bien après la fin telle que définie à partir de la définition agroclimatique (chapitre 1). Ce signal suggère qu'une part de variabilité des rendements peut être expliquée à partir des pluies hors-saison, pour les long rains (Fig.5.11) comme pour les short rains (non montré). Ce constat est surtout valable pour les stations de Mitunguu et d'Ishiara qui enregistrent des saisons plus courtes et présentant moins de jours pluvieux qu'à Embu (Tab. 5.2). Il est possible que les pluies hors saison interviennent probablement lors des phases sensibles telles que Matu1 (Fig. 5.5) permettant à la plante d'avoir de l'eau à disposition pour prolonger son cycle de culture sans trop subir de stress hydrique.

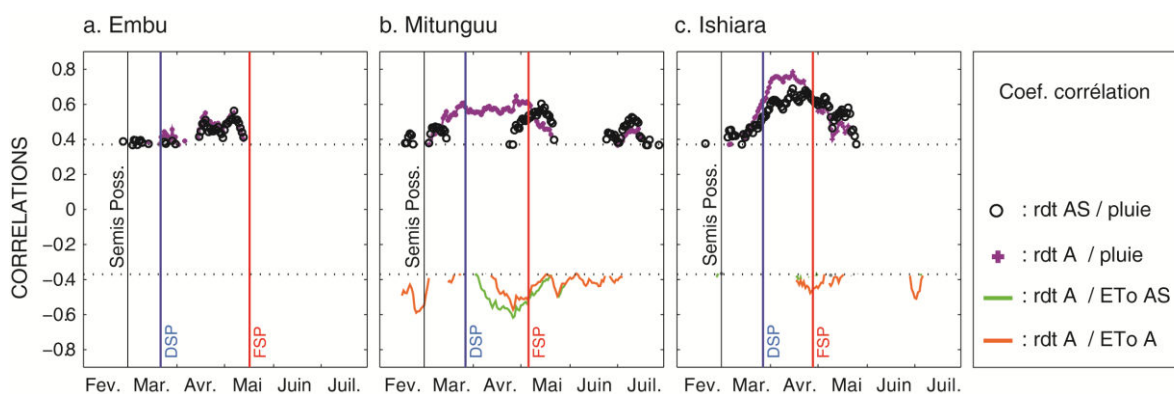


Figure 5.11 : Corrélations glissantes (moyenne sur trente jours) entre les rendements du sorgho simulés par le modèle SARRA-H pour les long rains à Embu (a), Mitunguu (b), Ishiara (c) et les précipitations quotidiennes (*graphique supérieur*) d'une part et l'évapotranspiration (ETo, *graphique inférieur*). Les corrélations avec ETo sont des corrélations partielles, indépendamment des pluies. La ligne continue verticale grise indique la possibilité de semer pour le modèle. DSP et FSP montrent les bornes de la saison des pluies. Les lignes pointillées matérialisent les bornes de significativité à 95 % lues dans les tables de Bravais Pearson dans le cas de vingt-neuf observations. A= sol argileux et AS= sol argilo-sableux

5.5.3 – Relations entre les rendements et les dates de semis réussis

La variabilité interannuelle des dates de semis produite par le modèle SARRA-H a été confrontée aux variabilités interannuelles du DSP et des rendements. À l'exception du cas de Mitunguu pour les long rains, l'existence d'une relation entre les dates de semis et le démarrage des saisons des pluies est heureusement avérée. Toutefois, il ne faut pas confondre DSP et dates de semis qui sont définis à partir de seuils empiriques de pluies cumulées différents ainsi que par les épisodes secs postérieurs. Ainsi, le modèle simule le semis systématiquement avant la date de démarrage de la saison calculée. Cette remarque est valable pour les deux saisons pluvieuses et s'applique aux trois stations.

Les corrélations du tableau 5.5 montrent que les dates de semis covarient négativement avec les rendements, ce qui signifie que plus le semis est réalisé tôt meilleurs sont les rendements finaux. En effet, un semis précoce permet à la plante de profiter des pluies qui arrivent très tôt dans la saison, via le stock d'eau qui a pu se mettre en place dans le sol. Toutefois, les corrélations restent faibles, surtout pour les short rains, ce qui suggère également qu'un semis précoce (même un semis réussi) n'est pas une garantie pour obtenir une bonne récolte.

Tableau 5.5 : Coefficients de corrélation entre les dates de semis calculées par SARRA-H et les dates de démarrage de la saison (DSP) et les rendements du sorgho simulés pour les long rains et les short rains de la période 1973-2001. Les corrélations significatives sont indiquées en noir italique (95 %) et gras (99 %).

		Semis vs DSP	Semis vs Rdt
		sim03 et sim10	sim03 et sim10
Long rains	EMBU	0.65	-0.49
	MITUNGUU	0.28	-0.61
	ISHIARA	0.63	-0.13
Short rains	EMBU	0.61	-0.36
	MITUNGUU	0.54	0.02
	ISHIARA	0.48	-0.31

5.5.4 – Bilan du rôle individuel des variables climatiques et pédologiques dans la variabilité des rendements du sorgho

Cette section fait office de conclusion dans l'exploration des relations simples entre les variables climatiques et les rendements potentiels du sorgho sur les pentes orientales du mont Kenya. On y ajoute ici l'effet des conditions pédologiques, en reproduisant les analyses sur les rendements obtenus à partir des simulations sur sol argileux (sim03 ; sim10) et sur sol argilo-sableux (sim03AS et sim10AS). À ce stade, l'approche reste fondée sur des régressions linéaires simples (RLS), ici calculées en validation croisée, entre les rendements du sorgho 1973-2001 et l'ensemble des variables climatiques analysées dans les sections précédentes (précipitations et autres variables météorologiques). Seules les RLS qui permettent d'expliquer au moins 25 % de la variabilité des rendements sont retranscrites sur les figures 5.12 et 5.13, pour les long rains et les short rains respectivement.

En général, au cours des long rains, la part de variabilité interannuelle des rendements expliquée augmente à mesure que l'altitude, au sein des sites d'étude, diminue ; ou, dit autrement, la variance des rendements augmente fortement avec la baisse de la pluviométrie (Fig. 5.12). Ainsi à Embu, qui enregistre les précipitations les plus importantes des trois sites, seulement 25 % de la variabilité interannuelle des rendements obtenus sur un sol argileux sont expliqués par le cumul saisonnier. Ce même cumul, qui explique 57 % de la variabilité des rendements sur sol argileux à Mitunguu et 89 % à Ishiara, prend donc une importance considérable dans un environnement où la pluie devient le facteur limitant pour le développement des cultures. Sur un sol argilo-sableux, le rôle prépondérant de CUM disparaît même complètement à Embu et Mitunguu. Les variables relatives à la structuration intrasaisonnière des pluies (NJP et ImES) et à la longueur de saison (DSP et LSP) paraissent alors plus explicatives. Dans le contexte plus aride d'Ishiara, les rendements obtenus sur sol argilo-sableux sont toujours largement expliqués par le cumul saisonnier, même si d'autres variables comme l'intensité des pluies ou les températures maximales permettent d'appréhender un tiers de la variance des rendements.

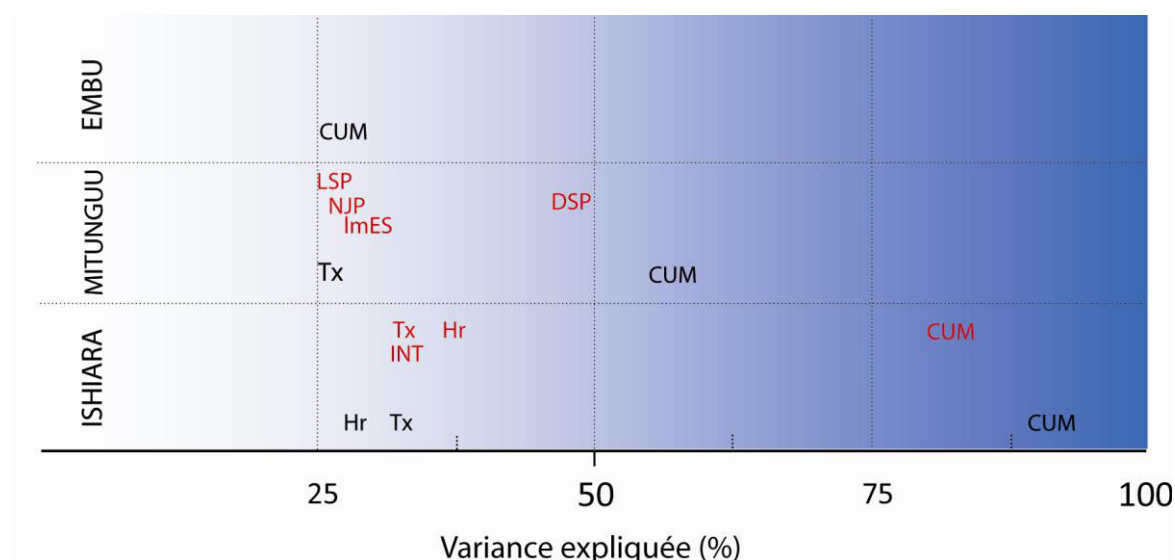


Figure 5.12 : Part de variabilité des rendements potentiels du sorgho des long rains 1973-2001 expliquée par RLS. En noir sont représentées les variables explicatives pour les rendements simulés sur sol argileux et en rouge celles qui permettent d'expliquer les rendements obtenus sur un sol argilo-sableux.

Pour les short rains, les différences entre stations sont moins nettes (Fig. 5.13). Une nouvelle fois, le cumul saisonnier joue un rôle important dans la modulation de la variabilité des rendements quels que soient la station et le type de sol considérés. La relation qu'il entretient avec les rendements est comparable à ce qui a déjà été vu précédemment dans la mesure où il explique une moindre part de variabilité des rendements dans les environnements les plus arrosés (Mitunguu). Comme pour les long rains, les températures maximales sont reliées à la variabilité des rendements dans les deux sites le plus chauds, Mitunguu et Ishiara, avec les deux types de sol testés.

Avec un sol argilo-sableux et aux trois étages altitudinaux, le descripteur FSP explique une part plus grande de la variabilité des rendements potentiels qu'avec un sol argileux. La relation entre la fin de saison et les rendements est marquée par une covariation positive qui indique que les rendements ont tendance à être plus élevés lorsque la saison se termine tardivement. Pour des sols argilo-sableux plus drainants, la fin de saison peut avoir de l'importance et notamment pour permettre à la plante de terminer son cycle de culture sans stress hydrique. Il est donc logique qu'une FSP trop précoce entraîne sur ce type de sol des rendements plus faibles que la normale. Un sol argileux possède une capacité de stockage d'eau supérieure à celle de son homologue argilo-sableux, autrement dit de l'eau disponible plus longtemps pour la plante lorsque la saison est terminée et qu'aucune pluie ne vient régénérer les réservoirs.

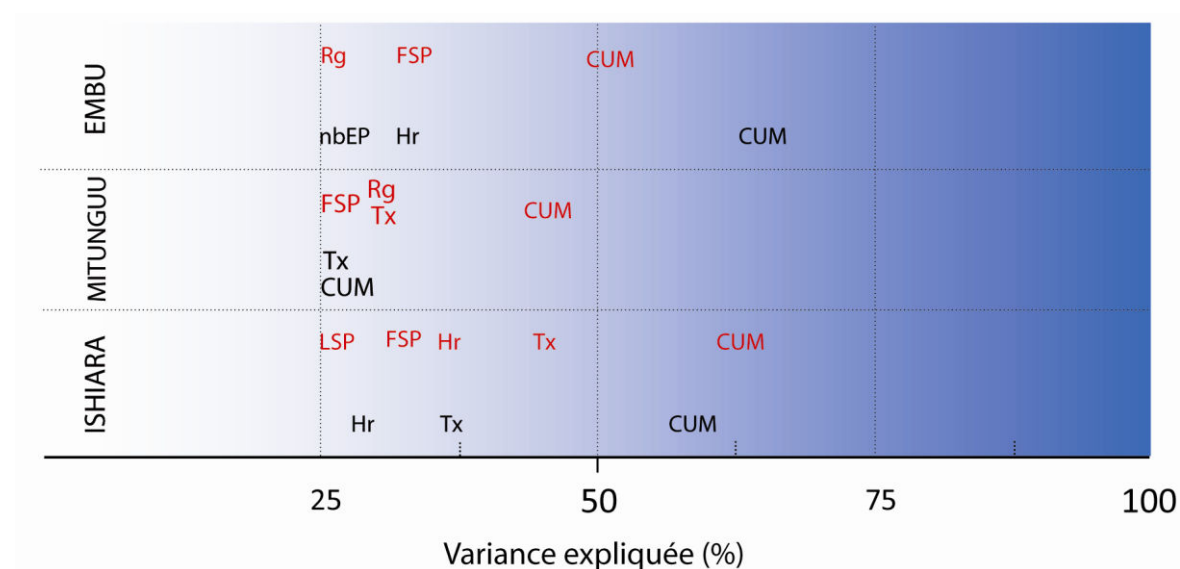


Figure 5.13 : Part de variabilité des rendements potentiels du sorgho des short rains 1973-2001 expliquée par RLS. En noir sont représentées les variables explicatives pour les rendements simulés sur sol argileux et en rouge celles qui permettent d’expliquer les rendements obtenus sur un sol argilo-sableux.

5.6 – Impact des combinaisons de variables climatiques sur les rendements du sorgho

Cette section vient compléter les analyses réalisées précédemment, à la différence que cette fois-ci le contrôle de la variabilité des rendements potentiels n’est pas appréhendé à partir d’une seule variable, mais de combinaisons de variables. En effet, dans la réalité, les variables climatiques analysées varient en partie conjointement, notamment les variables non-pluviométriques (Rg, Tmax...) qui interviennent directement sur la croissance de la plante et qui sont fortement colinéaires avec la pluie. Les investigations menées dans cette section vont donc permettre de quantifier l’implication des DIS dans la structuration des rendements, mais aussi comprendre quel pouvoir explicatif représente l’ensemble des descripteurs par rapport au cumul saisonnier qui semble jusqu’à présent être l’élément déterminant pour la récolte.

5.6.1 – Méthodologie

L’approche consiste, pour les rendements des simulations de référence sim03 et sim10, à mettre au jour les combinaisons des variables climatiques (en intégrant les variables non-pluviométriques) qui expliquent le mieux la variabilité des rendements potentiels entre 1973 et 2001, à partir de régressions linéaires multiples (RLM) pas à pas.

L’objectif ici n’est donc pas de prévoir les rendements du sorgho mais bien d’expliquer leur variabilité. Pour donner un poids identique à toutes les variables, une normalisation de toutes les variables est réalisée au préalable. L’entraînement des modèles se fait par validation croisée, en cachant systématiquement une année au modèle (répété vingt-neuf fois, c’est-à-dire autant de fois qu’il y a d’années dans la période 1973-2001). Tous les descripteurs qui présentent un nombre d’épisodes ou de jours pluvieux/secs sont calculés indépendamment de la longueur de la saison, permettant ainsi une comparaison entre les sites. On notera qu’il s’agit d’un travail exploratoire dont l’objectif n’est pas forcément de construire le modèle le plus performant possible.

La variable à expliquer est la série de rendements potentiels sim03 pour les long rains et sim10 pour les short rains simulés par SARRA-H sur la période 1973-2001. Les variables explicatives représentent un panel de treize descripteurs pluviométriques et cinq autres variables météorologiques qui sont, pour rappel :

1 = HR	5 = Vt	9 = NJP	13 = nbIES	17 = nbJS IES
2 = Rg	6 = DSP	10 = INT	14 = nbIEP	18 = LSP
3 = T _{min}	7 = FSP	11 = nbES	15 = lmES	
4 = T _{max}	8 = CUM	12 = nbEP	16 = lmEP	

La colinéarité entre les prédicteurs potentiels est estimée à partir du VIF (section 4.3.1.2, chapitre 4) et de matrices de corrélations établies sur les couples de prédicteurs (complément non montré). Deux stratégies ont été utilisées pour essayer d’appréhender au mieux la variabilité interannuelle des rendements potentiels du sorgho.

La première stratégie (S1) consiste à laisser le modèle RLM pas à pas libre dans la sélection des prédicteurs. Il peut intégrer jusqu’à cinq prédicteurs pour expliquer les rendements 1973-2001. Tous les prédicteurs potentiels sont mis à disposition.

La seconde stratégie (S2) découle directement des résultats obtenus lors de la première approche puisque les analyses montrent que le cumul saisonnier joue un rôle quasi exclusif dans l’explication des rendements, surtout lors des short rains. Ainsi, pour s’affranchir de cette exclusivité et surtout tenter de comprendre le rôle des autres variables explicatives dans la modulation des rendements, les analyses sont réitérées avec un panel de prédicteurs excluant la variable CUM.

5.6.2 – Simulations des rendements du sorgho pour les long rains 1973-2001

Le tableau 5.6 répertorie les principaux résultats issus de l'estimation des rendements potentiels via une approche par RLM. La qualité des modèles est retranscrite par :

- le coefficient de détermination calculé entre les rendements estimés par la régression et les rendements potentiels ;
- les scores de réussite (REU) et de Heidke (HSS) qui soulignent la capacité du modèle à appréhender correctement les saisons avec un rendement au-dessus, au-dessous ou proche de la normale 1973-2001. La discrétisation des rendements s'est faite à partir de terciles.

Tableau 5.6 : Performances des RLM construites pour expliquer la variabilité interannuelle des rendements potentiels du sorgho dans les stations de Embu, Mitunguu et Ishiara au cours des long rains 1973-2001, selon les stratégies S1 et S2. En grisé sont indiqués les modèles retenus. Var expl. désigne les variables explicatives qui composent le modèle, r^2 le coefficient de détermination entre les séries de rendements estimés par RLM et simulés par SARRA-H ; VIF, le *facteur d'inflation de la variance* et REU et HSS, respectivement les *score de réussite* et de Heidke.

	RLM - S1					RLM - S2				
	Var expl.	r^2	VIF	REU	HSS	Var expl.	r^2	VIF	REU	HSS
EMBU	Rg ; lmES ; LSP	0.61	1.4 ; 1.1 ; 1.9	0.52	0.28	idem à S1				
MITUNGUU	CUM	0.57	/	0.55	0.33	NJP ; INT	0.74	/	0.59	0.38
ISHIARA	CUM	0.89	/	0.86	0.79	Rg ; NJP ; INT ; lmES	0.92	1.7 ; 1.6 ; 1.01 ; 1.05	0.79	0.69

EMBU : à Embu, les résultats obtenus avec la régression S1 (Tab. 5.6) montrent que les rendements sont modulés à partir de trois prédicteurs : Rg, lmES et LSP. Le coefficient de détermination obtenu en validation croisée (0,61) montre que la variabilité interannuelle de ces rendements est reproduite de manière satisfaisante (Fig. 5.14). Les capacités du modèle à faire la distinction entre les saisons à rendements supérieurs, inférieurs ou proches de la normale 1973-2001 sont moyennes car seulement 52 % des saisons ont été correctement appréhendées (Tab. 5.6). La table de contingence (Fig. 5.14) permet de constater que le modèle a eu des difficultés à gérer quelques saison dont deux pour lesquelles il a simulé le cas inverse de ce qui s'est réellement produit.

Le modèle de régression (eq. 5.1) montre donc que, dans un contexte humide, la variabilité des rendements est contrôlée principalement par la longueur moyenne des épisodes secs ainsi que par la longueur de la saison. Même si le rayonnement global semble jouer un rôle de moindre importance (eq. 5.1), des tests complémentaires réalisés sans inclure Rg dans le panel de prédicteurs potentiels montrent des résultats bien moins satisfaisants avec une dégradation conséquente de tous les scores de performances considérés.

$$R_{LR.Embu} = - 0.97 \text{ ImES} + 0.71 \text{ LSP} + 0.32 \text{ Rg} + 0.41 \quad (\text{eq. 5.1})$$

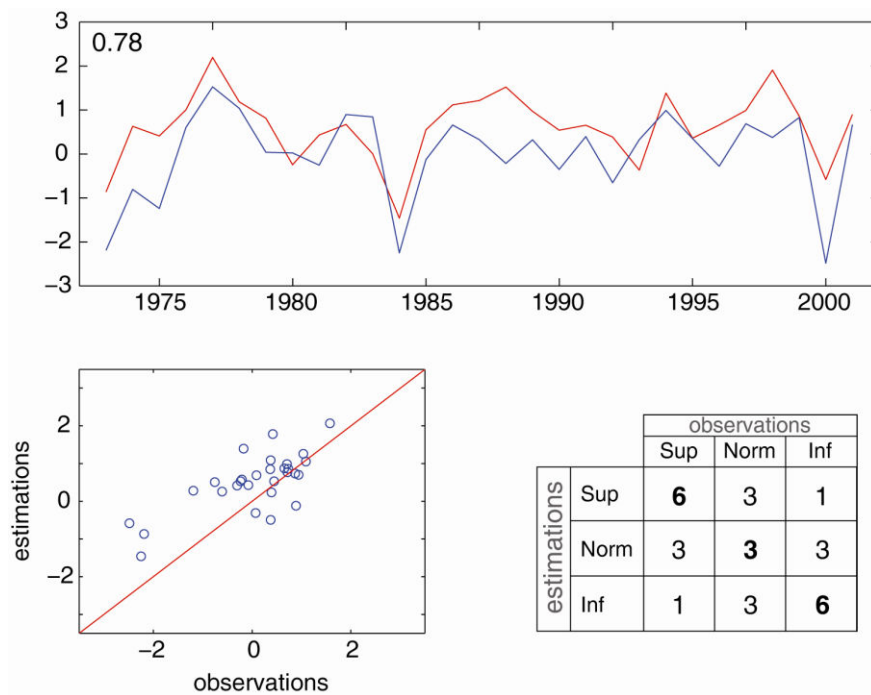


Figure 5.14 : Variabilité interannuelle des rendements du sorgho estimés par RLM (ligne continue rouge) et simulés par SARRA-H (*en haut*) pour la station d'Embu pour les long rains 1973-2001. En bas, nuage de points et tableau de contingence des rendements observés et estimés par la RLM.

MITUNGUU : les rendements potentiels sont expliqués majoritairement par deux descripteurs intrasaisonniers relatifs à la dynamique des pluies quotidiennes au cours de la saison (Tab. 5.5). Le nombre de jours de pluies est de loin la variable le plus influente sur la variabilité des rendements (eq. 5.2). Cela n'est pas une surprise puisque, lors des analyses linéaires simples précédentes, NJP se distinguait déjà par la covariation positive la plus élevée (+0.82) avec les rendements calculés pour les long rains. Le second descripteur retenu par le modèle est INT, variable indépendante de NJP et qui est un des éléments qui déterminent le

cumul saisonnier. Les autres descripteurs (CUM, LSP [donc DSP et FSP]) qui ont des corrélations individuelles bien plus élevées avec les rendements que INT (Fig. 5.10, 5.12 et 5.13) sont collinéaires entre eux et avec NJP (chapitre 2, eq 2.1 à eq 2.4), et ne sont donc pas retenus dans la régression multiple.

$$R_{LR.Mitu} = 0.73 \text{ NJP} + 0.29 \text{ INT} + 0.27 \quad (\text{eq. 5.2})$$

Un élément important à retenir ici est que la combinaison entre NJP et INT explique bien mieux les rendements que le seul cumul saisonnier (Tab. 5.5). Considérer les saisons des pluies comme une combinaison des descripteurs intrasaisonniers apparaît, dans ce cas, plus judicieux car plus informatif que l'utilisation du cumul. La différence entre les deux modèles S1 et S2 peut être illustrée par la manière dont le modèle a géré le cas des long rains 1981. Les rendements de cette saison sont mieux simulés lorsque le modèle se base sur le nombre de jours de pluies et l'intensité de ces pluies plutôt que uniquement sur le cumul saisonnier. Ainsi, à Mitunguu, les rendements potentiels du sorgho sont davantage modulés par la distribution des pluies que par leur quantité saisonnière.

Le coefficient de détermination obtenu en validation croisée (0.74), bien plus élevé que celui de Embu, montre que le modèle décrit bien la variabilité interannuelle des rendements potentiels sur la période 1973-2001. Les scores de performance confirment cela.

ISHIARA : pour reproduire la variabilité des rendements 1973-2001 à Ishiara, le modèle S1 a retenu un seul prédicteur qui est le cumul saisonnier, et qui suffit à expliquer 89 % de la variance. Ceci est en accord avec les corrélations simples montrées plus haut (Fig. 5.15).

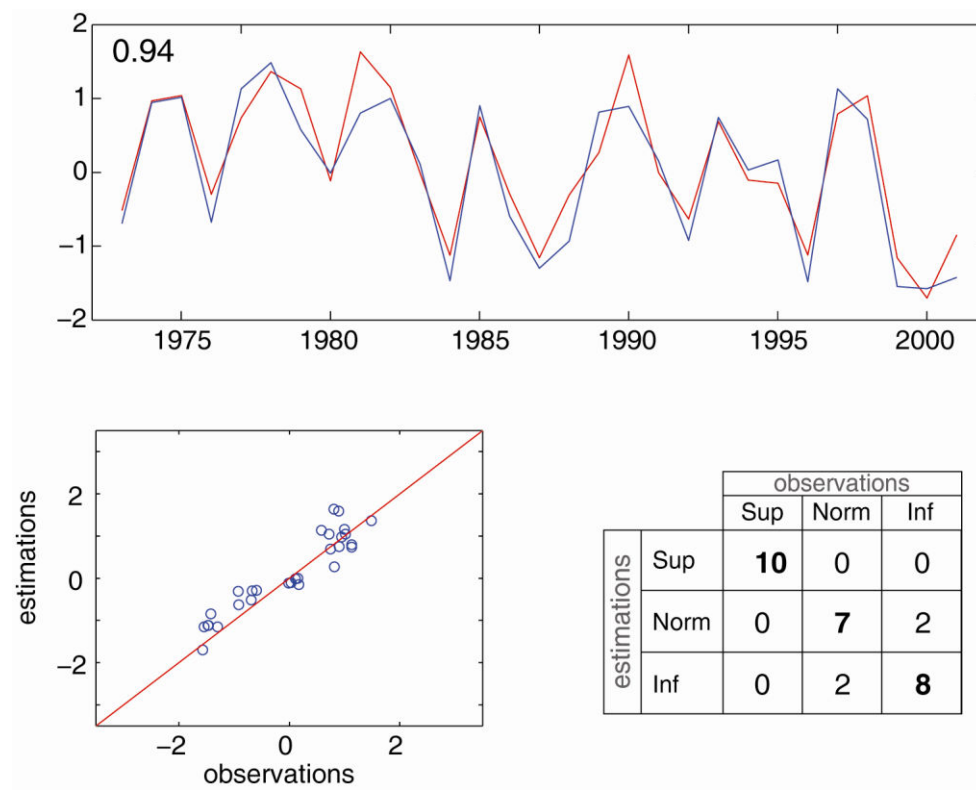


Figure 5.15 : Variabilité interannuelle des rendements de sorgho estimés par RLM (ligne continue rouge) et simulés par SARRAH (en haut) pour la station d'Ishiara pour les longs rains 1973-2001. En bas, nuage de points et tableau de contingence des rendements observés et estimés par la RLM.

Le modèle S2 est construit à partir de quatre descripteurs indépendants. Le rayonnement est conservé par le modèle, il intervient toutefois faiblement (Cf. coefficients de l'équation 5.3) par rapport aux autres descripteurs qui sont le nombre de jours de pluies, l'intensité quotidienne et la longueur moyenne des épisodes secs. Chacun de ces descripteurs joue un rôle dans l'établissement du cumul saisonnier. Finalement, et assez logiquement, le modèle a retenu les principaux éléments climatiques qui composent le cumul saisonnier, montrant ainsi que la variabilité des rendements s'explique par la répartition des pluies peut être plus que par

le rôle de la quantité totale d'eau précipitée au cours de la saison. Le coefficient de régression obtenu en validation croisée avec ce modèle ($r^2=0.92$) est très proche de celui associé à S1 et les performances allouées à la prévision rétrospective des rendements sont identiques (Tab. 5.5).

$$R_{LR,Ishi} = 0.86 \text{ NJP} + 0.48 \text{ INT} - 0.22 \text{ ImES} + 0.21 \text{ Rg} + 0.09 \quad (\text{eq. 5.3})$$

5.6.3 – Simulations des rendements de sorgho pour les short rains 1973-2001

La même démarche analytique est appliquée pour expliquer la variabilité interannuelle des rendements potentiels du sorgho (sim10) simulés par SARRA-H durant les short rains 1973-2001. L'ensemble des caractéristiques des modèles RLM retenus est répertorié dans le tableau 5.7 suivant.

	RLM - S1					RLM - S2				
	Var expl.	r ²	VIF	REU	HSS	Var expl.	r ²	VIF	REU	HSS
EMBU	CUM	0.60	/	0.75	0.62	DSP ; CUM ; NJP	0.70	1.02 ; 1.02	0.75	0.62
MITUNGU	T _{max} ; CUM	0.50	1.11 ; 1.11	0.61	0.41	INT ; NJP nbJS_IJS	0.45	1.01 ; 3.06 ; 3.06	0.65	0.48
ISHIARA	CUM ; nbES	0.66	1.12 ; 1.12	0.86	0.79	/	/	/	/	/

Tableau 5.7 : Performances des RLM construites pour expliquer la variabilité interannuelle des rendements potentiels du sorgho dans les stations de Embu, Mitunguu et Ishiara au cours des short rains 1973-2001. En grisé apparaissent les caractéristiques allouées aux modèles retenus, avec var expl., les variables explicatives qui composent le modèle, r² le coefficient de détermination entre les séries de rendements estimés par RLM et simulé par SARRA-H ; VIF. *Le figuré / signifie qu'aucune combinaison de variables n'améliore les performances de S1.*

EMBU : à Embu, les résultats obtenus avec la régression S1 (Tab. 5.7), montrent que les rendements sont largement modulés par le cumul saisonnier. Les capacités du modèle à faire la distinction entre les saisons à rendements supérieurs, inférieurs ou proches de la normale 1973-2001 sont médiocres dans la mesure où seulement 52 % des saisons ont correctement été appréhendées (Tab. 5.7). Le modèle a eu de réelles difficultés à gérer la saison 1997 qui est extrêmement excédentaire (non montré).

$$R_{SR,Embu} = 0.88 \text{ NJP} + 0.84 \text{ CUM} + 0.80 \text{ DSP} + 0.38 \quad (\text{eq. 5.4})$$

Il apparaît donc que, dans un contexte humide, la variabilité des rendements est contrôlée

principalement par la longueur moyenne des épisodes secs ainsi que par la longueur de la saison. Même si le rayonnement global semble jouer un rôle de moindre importance (eq. 5.1), des tests complémentaires réalisés sans inclure R_g dans le panel de prédicteurs potentiels montrent des résultats bien moins satisfaisants avec une dégradation conséquente de tous les scores de performances considérés.

MITUNGUU : le modèle S1 s'est construit autour de CUM et des températures maximales. Cette sélection automatique est complètement en accord avec les résultats des régressions simples (Fig. 5.13) qui soulignaient le rôle de ces deux variables pour expliquer la variabilité des rendements. En excluant le cumul (S2), on observe que les variables retenues (INT ; NJP ; nbJS_IES) expliquaient individuellement une part de variabilité des rendements potentiels peu élevée (moins de 25 %). Néanmoins, la combinaison de ces trois variables indépendantes permet de décrire de façon satisfaisante la modulation interannuelle de ces rendements. Le coefficient de détermination de 0,45 (Tab. 5.6) est néanmoins beaucoup moins élevé que pour l'autre saison (0.71).

$$R_{SR.Mitu} = 0.88 \text{ NJP} + 0.83 \text{ nbJS_IES} + 0.39 \text{ INT} + 0.62 \quad (\text{eq. 5.5})$$

La confrontation des estimations issues de la RLM S2 avec les observations (Fig. 5.16, b) fait apparaître une série de six années pour lesquelles le modèle éprouve plus de difficultés à simuler les rendements. À l'exception de 1997, les cinq autres saisons (1973, 1981, 1993, 1996 et 1998) sont des saisons plutôt courtes et marquées par une répartition erratique des précipitations, donc plutôt défavorable pour les cultures. Par conséquent, dans le cas le Mitunguu, le modèle ne semble pas en mesure de reproduire parfaitement les saisons potentiellement à risque pour les cultures.

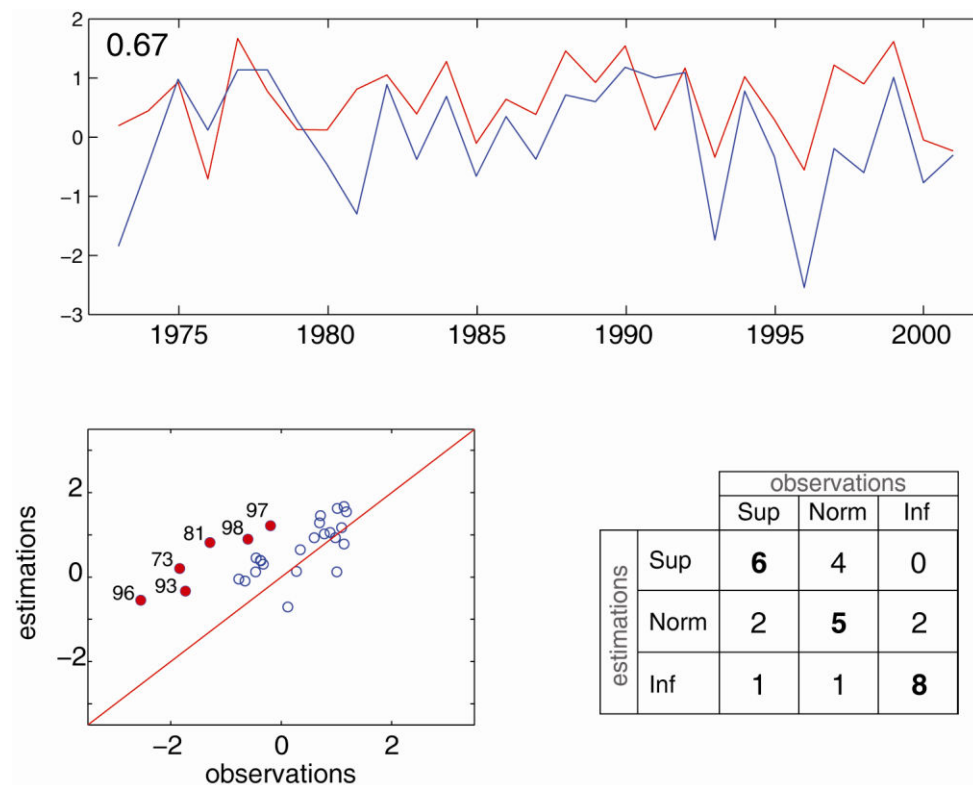


Figure 5.16 : Variabilité interannuelle des rendements du sorgho estimés par RLM et simulés par SARRA-H (a) pour la station de Mitunguu pour les short rains 1973-2001. Visualisation graphique (b) et numérique (c) des performances de la RLM.

ISHIARA : le rôle prépondérant du cumul saisonnier dans cet environnement semi-aride est de nouveau démontré (Tab. 5.6 et eq. 5.6). Toutefois, la quantité d'eau saisonnière précipitée n'explique que partiellement la variabilité des rendements puisque le nombre d'épisodes secs a également été sélectionné. Une saison qui enregistre un nombre important d'épisodes secs enregistre tout naturellement un nombre important d'épisodes pluvieux (une saison étant bâtie par une alternance entre épisodes sec et pluvieux). Il semble donc que, outre la quantité totale d'eau précipitée, la distribution intrasaisonnière des pluies joue un rôle non négligeable dans l'établissement des rendements. Comme il a été expliqué en début de chapitre, le rendement est une variable agricole qui se structure tout au long de son cycle de culture. Ainsi, un stress hydrique qui interviendrait lors de phases phénologiques sensibles pourrait venir contrarier le bon développement de la plante et faire diminuer, par continuité, les rendements finaux.

$$Y_{SR, Ishi} = 0.52 \text{ CUM} + 0.33 \text{ nbES} + 0.36 \quad (\text{eq. 5.6})$$

Avec un coefficient de détermination de 0.66, le modèle présente une habileté certaine dans la reproduction des rendements des short rains 1973-2001. Cette habileté est retranscrite via les scores de réussite et de Heidke qui s'élèvent respectivement à 86 % et 0.79 (Tab. 5.6, S1).

5.7 - Synthèse du chapitre 5

Dans ce dernier chapitre il s'agissait d'étudier les relations existantes entre la variabilité spatio-temporelle des paramètres climatiques et environnementaux et la variabilité des rendements de sorgho au cours de la période 1973-2001.

L'analyse de la sensibilité des rendements aux variables climatiques fournit les enseignements suivants.

- En dépit de sa forte résilience, le sorgho montre une sensibilité au climat incontestable. Cette sensibilité se traduit par une forte influence des variables intégratrices du comportement des pluies saisonnières (surtout le cumul) sur les rendements.
- Néanmoins dans certains cas la prise en compte explicite de différentes variables et DIS permet de mieux expliquer la variabilité des rendements que ne le fait le cumul. L'exemple le plus parlant est l'association entre NJP et INT qui, dans 50 % des cas analysés, a permis d'expliquer une part de variabilité des rendements supérieure à celle considérée par le cumul.
- La distribution intra saisonnière des pluies contrôle également la variabilité des rendements par l'intermédiaire du nombre et de la longueur des épisodes secs. Même si ce contrôle semble se faire sans distinction de stations/saisons, il apparaît que le rôle des longs épisodes secs au cours des long rains est un élément important dans la modulation des rendements.
- D'autres variables sont impliquées dans l'évolution des rendements comme le rayonnement global et les températures maximales qui sont significativement reliés aux rendements produits dans les stations de moyennes et basses altitudes au cours des long rains.

L'étude de la sensibilité des rendements de sorgho aux autres variables indique que même si l'influence des pratiques culturales n'a pas été testée en tant que telle, les rendements obtenus dans les stations arrosées sont sensible aux dates de semis. Le type de sol influence également la sensibilité des rendements aux variations des pluies. Sur un sol argilo-sableux, le rôle du

cumul saisonnier est atténué pour parfois même disparaître et laisser d'autres variables relatives à la distribution intra saisonnière des pluies (NJP et ImES) et à la longueur de saison (DSP et LSP) expliquer une part de variabilité des rendements plus importante.

Cette analyse diagnostique a clairement mise en évidence l'implication de plusieurs variables climatiques, et particulièrement un certain nombre de descripteurs pluviométriques intra saisonniers, dans l'élaboration des rendements potentiels de sorgho. L'intérêt d'une prévision de ces descripteurs avant le démarrage de la saison des pluies se renforce. Toutefois, les analyses réalisées dans les chapitres précédents ont permis de montrer que certains de ces DIS sont dotés d'une prévisibilité potentielle très faible alors même qu'ils jouent un rôle important dans l'élaboration des rendements (INT par exemple).

CONCLUSIONS & PERSPECTIVES

Rappel de l'objectif principal et du questionnement inhérent à cette thèse

La vulnérabilité de l'agriculture pluviale, face aux aléas pluviométriques, nécessite de trouver des solutions efficaces pour limiter les effets de la variabilité climatique sur les récoltes. Réussir à prévoir les caractéristiques des saisons des pluies avant qu'elles ne commencent devient donc un objectif déterminant pour faciliter la mise en place de stratégies agricoles d'adaptation aux aléas pluviométriques. Pour tenter d'apporter des éléments de réponse à cette problématique ambitieuse, les recherches menées au cours de cette thèse se sont articulées autour de trois points spécifiques :

- (1) - Définition et compréhension de l'organisation spatio-temporelle des descripteurs pluviométriques intrasaisonniers.
- (2) - Analyse de la prévisibilité des descripteurs pluviométriques aux deux échelles spatiales régionale et locale.
- (3) - Etude de l'effet de la variabilité spatio-temporelle des paramètres climatiques et environnementaux sur la variabilité des rendements de sorgho.

Synthèse des résultats

Dans ce qui suit, les principaux apports de la thèse relatifs à chacune des trois questions sont présentés, et quelques perspectives de recherche sont développées au fur et à mesure dans les deux dernières parties.

(1) – Définition et analyse spatio-temporelle des descripteurs pluviométriques intrasaisonniers

Le traitement de cette question s'est articulé autour de 5 grands points, dont plusieurs ont exigé le développement de méthodes spécifiques.

→ Préambule : diagnostic qualitatif de la base de données de précipitations quotidiennes

Les données de pluies quotidiennes, élément clé de la définition des descripteurs intrasaisonniers, ont fait l'objet d'un diagnostic qualitatif révélant l'existence, sur la période d'étude (1961-2001) et les 53 stations du réseau, d'un nombre non négligeable de valeurs manquantes (10.3 % au total, et parfois plus de 20% dans certaines stations). Ces manques sont le plus souvent des valeurs isolées ou des séquences de courte durée, répartis aléatoirement dans l'espace et dans le temps. **Une méthodologie spécifique de reconstruction de pluies quotidiennes, basée sur une méthode de régression linéaire avec post-correction, a été développée pour cette thèse et validée.**

→ Définition des descripteurs intra saisonniers à l'échelle locale

Une batterie de descripteurs des saisons des pluies, caractérisant leur phasage (dates de démarrage [DSP] et de fin [FSP] de la saison), leur abondance (CUM) ainsi que la fréquence des pluies (NJP), la longueur et l'intensité des épisodes secs et pluvieux, a été retenue. A l'échelle locale, les DSP et FSP sont calculées à partir d'une définition agro-climatique basée sur des seuils empiriques de précipitations. Un état de l'art approfondi ainsi que des investigations basées sur la maximisation de la cohérence spatiale interannuelle notamment, ont montré qu'il **n'existe pas de combinaisons de seuils pluviométriques incontestablement adaptées à l'ensemble de la région.** Il a fallu se résoudre à choisir ces

seuils en considérant l'interaction plante-climat et faire un compromis entre les besoins théoriques de la plante et les conditions géo-climatiques moyennes du milieu. Ainsi dans chacune des stations du réseau, le démarrage a été défini comme le premier jour pluvieux d'une séquence de 2 jours ayant reçu un cumul de 20 mm de pluie sans enregistrer une séquence sèche d'au moins 10 jours enregistrant moins de 5 mm de pluie, au cours des 20 jours suivants ; c'est la définition inverse pour la fin de saison. Les autres descripteurs sont calculés entre DSP et FSP et sont tributaires de la longueur de saison.

→ Un apport méthodologique : définition des DSP et FSP régionaux.

Un travail spécifique a permis de **développer une nouvelle approche méthodologique dans la manière de définir les démarrages et fins de saisons des pluies à l'échelle régionale**. La variabilité interannuelle des DSP et FSP correspond à la chronique temporelle associée à la 1^e composante d'une analyse en composantes principales réalisée sur un panel d'une même définition agroclimatique forcée par 56 combinaisons de seuils pluviométriques différents. Cette approche permet de s'affranchir des choix subjectifs de seuils pluviométriques imposés par les définitions communément utilisées en agroclimatologie.

→ Deux saisons des pluies inégales

Les short rains démarrent en moyenne dans la seconde quinzaine d'octobre et se terminent à la mi-décembre. Elles enregistrent des cumuls saisonniers moyens proches de 300 mm qui se distribuent dans 24 jours pluvieux. L'organisation interne de cette saison est caractérisée, indépendamment de la durée de saison, par moins d'épisodes secs (mais plus longs) que ce qui est constaté pendant les long rains.

Les long rains démarrent en moyenne dans la seconde quinzaine du mois de mars et se terminent à la fin du mois de mai. Cette saison longue de 71 jours de moyenne, enregistre un cumul saisonnier de 440 mm qui se répartit sur 31 jours pluvieux. Cette saison, plus longue, plus arrosée, et soumise à plus d'alternance entre les épisodes secs et pluvieux, possède a priori un potentiel agricole important.

→ Une distribution spatiale différenciée des descripteurs intrasaisonniers

Le DSP des long rains et la FSP des short rains se distribuent selon un gradient 'nord-sud' plus ou moins bien marqué sur l'ensemble de la région. Ce gradient reproduit la migration saisonnière de la ZCIT, qui lors de son déplacement méridien, induit le déclenchement et l'arrêt des pluies sur la région. En revanche pour l'installation et le retrait de la saison sèche d'été boréal (c'est à dire FSP des long rains et DSP des short rains), les effets locaux (topographie, côtes, lacs ...) jouent un rôle majeur.

CUM et NJP intègrent les pluies sur l'ensemble de la saison. Ils se structurent en fonction de la dynamique des flux vecteur d'humidité qui sont actifs sur une période longue et qui interagissent fortement avec les conditions locales par exemple sous forme d'ascendances orographiques sur les versants au vent, plus fréquemment et abondamment arrosés. Les autres descripteurs comme notamment la longueur moyenne des épisodes secs/humides ou le nombre de jours secs dans les long épisodes secs ne présentent pas de structuration claire.

Ces éléments permettent d'identifier **4 régions différenciées** :

- Dans **l'ouest du Kenya**, les saisons des pluies sont longues (DSP précoces, FSP tardives) et bien arrosées, avec de nombreux jours de pluies, un grand nombre d'épisodes secs/pluvieux de courte durée. Ceci confère à cet espace des conditions optimales pour les activités agricoles.
- **Les étendues de basses altitudes du nord et de l'est du Kenya** ont des conditions climatiques opposées aux précédentes. Les long rains combinent démarrages tardifs et fins précoces donnant ainsi naissance à des saisons courtes et peu arrosées. Les short rains enregistrent des cumuls extrêmement faibles du fait d'un arrêt précoce des précipitations.
- **La côte** se distingue par le comportement atypique des long rains qui débutent le plus tardivement de la région. Cela est compensé par des pluies fréquentes et des intensités soutenues.
- **Le reste des hautes terres kenyanes et tanzaniennes, au centre et au sud**, sont caractérisées par une forte diversité topographique, notamment autour des monts Kenya et

Kilimandjaro, qui génère localement des comportements atypiques de certains descripteurs. Les caractéristiques géographiques (exposition aux vents dominants par exemple) y jouent un rôle important dans la structuration des saisons pluvieuses.

(2) - L'analyse de la prévisibilité potentielle des descripteurs intra saisonniers.

→ Une cohérence spatiale à l'échelle interannuelle qui diffère selon les DIS

Le cumul et le nombre de jours de pluies ont une cohérence spatiale élevée pour les deux saisons, mais surtout pendant les short rains. Pendant les long rains, la cohérence n'est forte qu'en début de saison. Le démarrage de saison et la fin des short rains sont également dotés d'une importante cohérence spatiale, avec une coévolution du déclenchement des pluies dans des stations pouvant être éloignées jusqu'à 200 km les unes des autres. Ceci permet de penser que sa prévisibilité est possible.

Les nombres d'épisodes secs/pluvieux présentent une organisation spatio-temporelle moins structurée, un peu plus forte pour les short rains. Les autres descripteurs décrivent une cohérence spatiale faible, laissant présager une faible prévisibilité. Ceci est gênant dans la mesure où certains d'entre eux comme l'intensité journalière (INT), en se combinant avec NJP, jouent un rôle potentiel dans la modulation des rendements agricoles.

→ Des anomalies significatives des champs climatiques observés associées à la variabilité interannuelle des DIS

Pour les long rains, la variabilité interannuelle des DSP et FSP est principalement rattachée aux variations des circulations méridiennes, notamment associées au flux de mousson indienne. Une intensification des flux de nord-est au-dessus de la mer d'Oman favorise le développement de conditions sèches au-dessus de l'Afrique de l'est et favorise des DSP tardifs et/ou des FSP précoces.

Pour les short rains le déclenchement des précipitations est très majoritairement contrôlé par les modulations de la circulation zonale au-dessus de l'océan indien. Cette caractéristique est également mise en avant par les indices représentant la variabilité interannuelle des grands modes océano-atmosphériques (ENSO et dipôle de l'océan Indien) qui sont fortement corrélés à la variabilité des démarrages et des fin des pluies.

Une perspective qui me semble très intéressante serait d'explorer le signal intra saisonniers. Par exemple regarder de quelle manière évolue les configurations moyennes des champs climatiques longtemps avant et après le démarrage et la fin de saison découpant la période analysées en travaillant sur des fenêtres successives de 5 jours. L'objectif serait de pouvoir différencier la part de signal qui peut être potentiellement prévisible à l'échéance des forums de prévisions de celle qui ne l'est pas (ou du moins pas à la même échéance).

→ Une aptitude imparfaite du modèle numérique de climat ECHAM 4.5 à reproduire la variabilité interannuelle des DIS

Sans surprise, les **pluies brutes simulées par le modèle ne sont pas utilisables pour définir correctement les DSP et FSP** à partir d'une définition basée sur des seuils pluviométriques. Même après calibration tenant compte des biais dans l'occurrence des pluies et leur intensité, les DSP et, à moindre mesure les FSP, présentent des biais spatiaux importants et une variabilité interannuelle généralement différente de celle observée. Les autres descripteurs (CUM, NJP et INT) étant définis eux-mêmes entre DSP et FSP, leur reproduction est également biaisée.

Le **MCGA ECHAM 4.5** montre plus de facilité lorsqu'il s'agit de reproduire les champs atmosphériques moyens et particulièrement les champs de vents à 850 et 200 hPa. Il est également **capable de reproduire en partie les champs de vent associés à la variabilité des pluies est-africaines** en réussissant par exemple, à bien différencier les configurations d'anomalies de vent selon le caractère du démarrage/fin des saisons des pluies (précoce / tardif), tout en étant en bon accord avec les conditions observées. Toutefois, ces bonnes performances sont davantage visibles pour les short rains que pour les long rains.

→ L'établissement de modèles statistico-dynamiques basés sur les simulations ECHAM 4.5

L'étape de **spécification de la variabilité des DSP et FSP** réalisée avec des modèles statistiques construits à partir des indices climatiques observés, laisse apparaître une **prévisibilité modérée de DSP régionaux et locaux quelle que soit la saison**. La FSP des short rains présente également une prévisibilité modérée contrairement à la FSP des long rains dont la prévisibilité est quasi nulle.

Le développement de **modèles statistico-dynamiques à partir des champs de vents simulés par ECHAM 4.5**, en mode forcé par les températures océaniques observées d'une

part et prévues d'autre part, montre également des **performances faibles** localement et régionalement.

Une perspective serait ici *d'appliquer la même approche méthodologique en se basant sur des sorties d'un modèle régional (RCM) dont la résolution spatiale plus fine qu'un MCGA* permettrait de beaucoup mieux considérer la complexité du milieu est-africain et *d'établir* une dynamique des champs pluviométriques et atmosphériques plus en interaction avec la topographie, élément incontournable pour appréhender la variabilité pluviométrique de cette région.

(3) Les effets de la variabilité spatio-temporelle des paramètres climatiques et environnementaux sur les rendements de sorgho dans la région est du mont Kenya.

→ L'identification des variables climatiques qui modulent les rendements de sorgho

L'utilisation d'un modèle agronomique (SARRA-H) a permis de simuler les rendements potentiels sur une période de 29 ans. En règle générale, **la variabilité interannuelle des rendements de sorgho est fortement contrôlée par** les variables intégratives que sont **le cumul saisonnier** et la longueur de la saison. Le contrôle exclusif du cumul n'est pas toujours avéré puisqu'il arrive que dans certains cas, **la combinaison d'autres variables** explique mieux la variabilité des rendements que ne le fait le cumul. En particulier, l'association entre **NJP et INT** qui, dans 50 % des cas étudiés, **a permis d'expliquer une part de variabilité des rendements supérieure à celle considérée par le cumul**. La distribution intra saisonnière des pluies contrôle également la variabilité des rendements par l'intermédiaire du nombre et de la longueur des épisodes secs, surtout au cours des long rains.

Le travail réalisé jusqu'ici nous a permis de mettre en évidence les relations statistiques existantes entre les variables climatiques et la variabilité des rendements. Il serait intéressant de compléter les conclusions émises en considérant le déroulement des phases phénologiques et leur relation avec la pluie, notamment pour les années où les rendements obtenus sont sub-optimaux.

→ L'étagement altitudinal et les paramètres pédologiques contribuent à modifier significativement les relations entre rendements et variabilité climatique

Au cours des long rains, la part de variabilité interannuelle des rendements expliquée augmente à mesure que l'altitude diminue ; ou dit autrement, la variance des rendements augmente fortement avec la baisse de la pluviométrie. Cette relation reste applicable aux short rains pendant lesquelles, autour du mont Kenya, **les pluies semblent davantage répondre à des effets d'exposition qu'à un gradient altitudinal.**

Même si peu d'expériences ont été réalisées sur ce point, les conditions pédologiques influencent aussi la sensibilité des rendements aux variations des pluies. Sur un sol argilo-sableux, le rôle prépondérant du cumul saisonnier est atténué voire même disparaît dans certains cas au bénéfice d'autres variables relatives à la structuration intra saisonnière des pluies (NJP et ImES) et à la longueur de saison (DSP et LSP) qui expliquent une part de variabilité des rendements plus importante.

A partir de ces résultats diagnostiques, la poursuite logique de la recherche serait de mettre en place une méthodologie pour tenter de prévoir les rendements. Les médiocres performances de prévision des DIS à partir du modèle de circulation générale ECHAM 4.5 *laissent supposer qu'il serait préférable d'utiliser comme données climatiques d'entrée pour la prévision des rendements les sorties climatiques d'un RCM, dont la résolution semble plus en cohérence avec la prévision aux échelles fines.*

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Alhassane A.**, 2009: Effet du climat et des pratiques culturelles sur la croissance et le développement du mil (*Pennisetum glaucum* (L.) R. Br.) au Sahel : contribution à l'amélioration du modèle SARRA-H de prévision des rendements. Thèse de doctorat en Physiologie végétale (Université de Cocody, Abidjan, Côte d'Ivoire), 223 p.
- Altieri M.A.**, 2008: Small farms as a planetary ecological asset: five key reasons why we should support the revitalization of small farms in the global south. Third World Network, Environment & Development Series, (Penang, Malaysia), 24 p.
- Altieri M.A.**, 2009: Agroecology, small farms, and food sovereignty. *Monthly Review* 61(3), 102-113.
- Alusa A.L.**, 1978: A note on the onset of the Rains in East Africa. Meteorological Department, East African Institute for Meteorological Training and Research (Republic of Kenya).
- Alusa A. and Mushi M.**, 1974: A study of the onset, duration and cessation of the rains in East Africa. Preprints, International Tropical Meteorology Meeting, (21 janvier au 7 février 1974, Nairobi, Kenya), AMS, Boston, 133-140.
- Anagnostopoulou C., Maheras P., Karacostas T. and Vafiadis M.**, 2003: Spatial and temporal analysis of dry spells in Greece. *Theoretical and Applied Climatology*, 74, 77-91.
- Anyah R.O. and Semazzi F.H.M.**, 2004: Simulation of the response of Lake Victoria basin climate to lake surface temperatures. *Theoretical and Applied Climatology*, 79, 55-69.
- Asnani G.C.**, 1993: Tropical meteorology. Indian Institute of Tropical Meteorology, Pune, vol 2, 1 202 p.
- Asnani G.C. and Kinuthia J.H.**, 1979: Diurnal variation of precipitation in East Africa. Memo of East Africa Meteorological Department, 8, 58 p.
- Ati O.F., Stigter C.J. and Oladipo E.O.**, 2002: A comparison of methods to determine the onset of the growing season in Northern Nigeria. *International Journal of Climatology*, 22, 731-742.
- Balme M., Galle S., et Lebel T.**, 2005: Démarrage de la saison des pluies au Sahel: variabilité aux échelles hydrologique et agronomique, analysée à partir des données EPSAT-Niger. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 16(1), 15-22.
- Baquero-Bernal A., Latif M. and Legutke S.**, 2002: Notes and correspondence on dipolelike variability of sea surface temperature in the tropical Indian Ocean. *Journal of Climate*, 15, 1358-1368.
- Barbier, B., Yacouba, H., Karambiri, H., Zoromé, M. and Somé, B.**, 2009: Human vulnerability to climate variability in the Sahel: farmers' adaptation strategies in northern Burkina Faso. *Environmental management*, 43(5), 790-803.
- Barnston A.G.**, 1992: Correspondence among the correlation, RMSE and Heidke forecast verification measures; refinement of the Heidke score. *Weather and Forecasting*, 7(4), 699-709

- Barnston A.G. and Smith T.M.**, 1996: Specification and prediction of global surface temperature and precipitation from global SST using CCA. *Journal of Climate*, 9(11), 2660-2697.
- Baron C.**, 2002: SARRA-H - Document scientifique et technique, modèle de bilan hydrique et de croissance des plantes céréales : mil, sorgho et arachides, version préliminaire, description de la librairie de modules et concepts. CIRAD (Montpellier, France), 22 p.
- Baron C. et Dingkuhn M.**, 2003: Modélisation menée par l'équipe Ecotrop. Présentation à *l'atelier de formation sur le modèle SARRA-H : exemple du mil* (24 au 28 novembre 2003, Montpellier, France).
- Baron C., Reyniers F.N., Clopes A. et Forest, F.**, 1999: Applications du logiciel SARRA à l'étude de risques climatiques. *Agriculture et Développement*, 24, 89-97.
- Baron C., Clopes A., Perez P., Muller B. et Maraun F.**, 1996: Manuels d'utilisation de : SARRAMET (45 p.), SARRABIL (35 p.) et SARRAZON (29 p.). CIRAD (Montpellier, France).
- Barring L., Holt T., Linderson M.L., Radziejewski M., Moriondo M. and Palutikof J.P.**, 2006: Defining dry/wet spells for point observations, observed area averages and regional climate model gridboxes in Europe. *Climate research*, 31(1), 35-49.
- Barron J.**, 2004: Dry spell mitigation to upgrade semi-arid agriculture: Water harvesting and soil nutrient management for smallholder maize cultivation in Machakos, Kenya. Thèse de doctorat en Natural Resources management, (Department of Systems Ecology, Stockholm University, Suède).
- Barron J., Rockstrom J., Gichuki F. and Hatibu N.**, 2003: Dry spell analysis and maize yields for two semi-arid locations in East Africa. *Agricultural and Forest Meteorology*, 117, 23-27.
- Barry R.G.**, 2008: *Mountain Weather and Climate*. Cambridge University Press (Cambridge, UK), 506 p.
- Behera S.K., Luo J., Masson S., Delecluse P., Gualdi S., Navarra A. and Yamagata T.**, 2005: Paramount Impact of the Indian Ocean Dipole on the East African short rains: A CGCM study. *Journal of Climate*, 18, 4514-4530.
- Beltrando G.**, 1990: Variabilité interannuelle des précipitations en Afrique orientale (Kenya-Ouganda-Tanzanie) et relations avec la dynamique atmosphérique. Thèse de doctorat (Aix-Marseille II, France), 223 p.
- Beltrando G. et Cadet D.L.**, 1990: Variabilité interannuelle de la petite saison des pluies en Afrique orientale: relations avec la circulation atmosphérique générale. *Veille climatique satellitaire*, (33), 19-36.
- Beltrando G. et Duchiron B.**, 1996: Relations entre la pluviométrie mensuelle d'octobre à décembre en Afrique de l'Est et l'indice d'oscillation australe. *Veille Climatique Satellitaire*, (58-59), pp. 97-110.
- Benoît P.**, 1977: The start of the growing season in Northern Nigeria. *Agricultural Meteorology*, 18, 91-99.
- Belsley D.A., Kuh E. and Welsch R.E.**, 1980: *Regression Diagnostics: Identifying Influential Data and Sources of Collinearity*. John Wiley (New York, USA), 292 p.
- Berry W.D. and Feldman, S.**, 1985: *Multiple Regression in Practice*. Sage Publications

- (London, UK), 95 p.
- Black E.**, 2003: The impact of Indian and Pacific Ocean processes on the East African short rains. *CLIVAR Exchanges*, 8, 40-42.
- Black E.**, 2005: The relationship between Indian Ocean sea-surface temperature and East African rainfall. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 363, 43-47.
- Black E., Slingo J.M. and Sperber K.R.**, 2003: An observational study of the relationship between excessively strong short rains in coastal East Africa and Indian Ocean SST. *Monthly Weather Review*, 103, 74-94.
- Bogardi J.J. et Duckstein L.**, 1993: Evènements de période sèche en pays semi-aride. *Revue des sciences de l'eau*, 6, 23-46
- Bonnal V.**, 2006: Plateforme ECOTROP V3.1 : Manuel utilisateur. CIRAD (Montpellier, France), 70 p.
- Bouali L.**, 2009: Prévisibilité et prevision statistic-dynamique des saisons des pluies associées à la mousson oust africaine à partir d'ensembles multi-modèles. Thèse de doctorat, (Université de Bourgogne, Dijon, France).
- Boyard-Micheau J., Camberlin P., Philippon N. et Moron V.**, 2013: Regional scale rainy season onset detection: a new approach based on multivariate analysis. *Journal of climate*, doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00730.1.
- Bretherton C.S., Widmann M., Dymnikov V.P., Wallace J.M. and Blade, I.**, 1999: The effective number of spatial degrees of freedom of a time-varying field. *Journal of Climate*, 12(7), 1990-2009.
- Brooks S., Thompson J., Odame H., Kibaara B., Nderitu S., Karin F. and Millstone E.**, 2009: Environmental change and maize innovation in Kenya: exploring pathways in and out of maize. STEPS Working Paper 36 (STEPS Centre, Brighton, UK), 58 p.
- Brunetti M., Colacino M., Maugeri M. and Nanni T.**, 2001: Trends in the daily intensity of precipitation in Italy from 1951 to 1996. *International Journal of Climatology*, 21(3), 299-316.
- Bry X.**, 1996: Analyses Factorielles Multiples. *Economica*, 112 p.
- Cadet D.L.**, 1985: The Southern Oscillation over the Indian Ocean. *Journal of Climatology*, 5, 189-212.
- Camberlin P.**, 2010: L'Afrique Centrale dans le context de la variabilité climatique tropicale interannuelle et intrasaisonnière. *L'Afrique Centrale, le Cameroun et les changements globaux*, 25-39.
- Camberlin P., and Diop, M.**, 2003: Application of daily rainfall principal component analysis to the assessment of the rainy season characteristics in Senegal. *Climate Research*, 23(2), 159-169.
- Camberlin P. and Okoola R.E.**, 2003: The onset and cessation of the "long rains" in Eastern Africa and their interannual variability. *Theoretical and Applied Climatology*, 75, 43-54.
- Camberlin P. and Philippon N.**, 2002: The East African March-May rainy season: associated atmospheric dynamics and predictability over the 1968–97 period. *Journal of Climate*, 15, 1002-1019.
- Camberlin P. and Planchon O.**, 1997: Coastal precipitation regimes in Kenya. *Geografiska*

Annaler. Serie A, Physical Geography, 79(1-2), 109-119.

- Camberlin P. and Wairoto J.G.**, 1997: Intraseasonal wind anomalies related to wet and dry spells during the “long” and “short” rainy seasons in Kenya. *Theoretical and applied climatology*, 58(1-2), 57-69.
- Camberlin P., Janicot S. and Pocard I.**, 2001: Seasonality and atmospheric dynamics of the teleconnection between African rainfall and tropical sea-surface temperature: Atlantic vs. ENSO. *International Journal of Climatology*, 21 (8), 973-1005.
- Camberlin P., Moron V., Okoola R., Philippon N. and Gitau W.**, 2009: Components of rainy seasons’ variability in Equatorial East Africa: onset, cessation, rainfall frequency and intensity. *Theoretical and applied climatology*, 98(3-4), 237-249.
- Camberlin P., Boyard-Micheau J., Philippon N., Baron C., Leclerc C. and Mwongera C.**, 2012: Climatic gradients along the windward slopes of Mount Kenya and their implication for crop risks. Part 1: climate variability. *International Journal of Climatology*, Published online in Wiley Online Library (wileyonlinelibrary.com), doi: 10.1002/joc.3427.
- Campbell D.J. and Axinn G.H.**, 1980: Pastoralism in Kenya. Reports of American Universities Field Staff (Universities Field Staff International, USA) (30).
- Chang P. and Zebiak S.E.**, 2003: El Niño and the Southern Oscillation: theory. In *Encyclopedia of Atmospheric Sciences: Volume 2*, (J.R. Holton, J.A. Curry and J.A. Pyle, ed.), Elsevier Science Ltd. (London, UK), 719-724.
- Chantereau J. et Nicou R.**, 1991: Le sorgho. Maisonneuve et Larose, 81 p.
- Chatterjee S. and Price B.**, 1977: Selection of variables in a regression equation. *Regression Analysis by Example*, 201-203.
- Christensen J.H., Hewitson B., Busuioc A., Chen A., Gao X., Held I., Jones R., Kolli R.K., Kwon W.-T., Laprise R., Magaña Rueda V., Mearns L., Menéndez C.G., Räisänen J., Rinke A., Sarr A., Whetton P.**, 2007: Regional Climate Projections. In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. (Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Miller H.L., ed.), 46 p.
- Clark C.O., Webster P.J. and Cole J.E.**, 2003: Interdecadal variability of the relationship between the Indian Ocean Zonal Mode and East African coastal rainfall anomalies. *Journal of Climate*, 16, 548-554.
- Combres J.C.**, 2006: Documentation scientifique des modèles et modules de la plateforme ECOTROP V3.1. CIRAD (Montpellier, France), 50 p.
- Cortier B.**, 1994: Le diagnostic hydrique des cultures et la prévision précoce des rendements en mil en zone sahéenne. In *Bilan hydrique agricole et sécheresse en Afrique tropicale*, éditions John Libbey Eurotext (Paris, France), pp. 349-362.
- Crettaz de Roten F. et Helbling J.-M.**, 1996: Données manquantes et aberrantes : le quotidien du statisticien analyste de données. *Revue de Statistique Appliquée*, XLIV(2), 105-115.

- Davies T.D., Vincent C.E. and Beresford A.K.C.**, 1985: July-August rainfall in West-Central Kenya. *Journal of Climatology*, 5, 17-33.
- Dempster A.P., Laird N.M. and Rubin D.**, 1977: Maximum Likelihood from Incomplete Data via the EM Algorithm. *Journal of the Royal Statistical Society, Series B (Methodological)*, 39(1), 1-38.
- Deni S.M., Jamaludin S., Wan Zin W.Z., Jemain A.A.**, 2008: Tracing Trends in the sequences of dry and wet days over Peninsular Malaysia. *Journal of Environment, Science and Technology*, 1(3), 97-110.
- Dingkuhn M., Johnson D.E., Sow A. and Audebert A.Y.**, 1999: Relationships between upland rice canopy characteristics and weed competitiveness. *Field Crops Research*, 61(1), 79-95.
- Dingkuhn M., Kouressy M., Vaksmann M., Clerget B. and Chantreau, J.**, 2008: A model of sorghum photoperiodism using the concept of threshold-lowering during prolonged apptence. *European Journal of Agronomy*, 28(2), 74-89.
- Dingkuhn M., Baron C., Bonnal V., Maraux F., Sarr B., Sultan B., Clopes A. and Forest F.**, 2003: Decision support tools for rainfed crops in the Sahel at the plot and regional scales. In *Decision support tools for smallholder agriculture in sub-Saharan Africa: a practical guide*, (T.E. Struif Bontkes and M.C.S. Wopereis, ed.), IFDC, Muscle Shoals, AL, USA, 127-139.
- Dixon J., Gulliver A. et Gibbon D.**, 2001: Systèmes d'exploitation agricole et pauvreté. Améliorer les moyens d'existence des agriculteurs dans un monde changeant.
- Douguédroit A.**, 1987: The variation of dry spells in Marseilles from 1865 to 1984. *Journal of Climatology*, 7, 541-551.
- Dunn P.K.**, 2004: Occurrence and quantity of precipitation can be modelled simultaneously. *International Journal of Climatology*, 24(10), 1231-1239.
- Dutra E., Magnusson L., Wetterhall F., Cloke H.L., Balsamo G., Boussetta S. and Pappenberger F.**, 2013: The 2010-2011 drought in the Horn of Africa in ECMWF reanalysis and seasonal forecast products. *International Journal of Climatology*, 33, 1720-1729, doi: 10.1002/joc.3545.
- Eischeid J.K., Pasteris P.A., Diaz H.F., Plantico M.S. and Lott N.J.**, 2000: Creating a serially complete, national daily time series of temperature and precipitation for the western United States. *Journal of Applied Meteorology*, 39(9), 1580-1591.
- Elsner J.B. and Schmertmann C.P.**, 1994: Assessing forecast skill through cross validation. *Weather and Forecasting*, 9(4), 619-624
- Enfield D.B., Mestas A.M., Mayer D.A. and Cid-Serrano L.**, 1999: How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? *Journal of Geophysical Research*, 104(C4), 7841-7848.
- Fadda C., De Santis P. and Jarvis D.**, 2011: Can agrobiodiversity be part of pest and disease management? Asking the right questions. *Crop Biodiversity to Reduce Pest and Disease Damage*.
- FAO**, 2011: Potential effects of climate change on crop pollination. Food and Agriculture Organization of the United Nations (Rome, Italy), 40 p.

- Farr T.G., Rosen P.A., Caro E., Crippen R., Duren R., Hensley S., Kobrick M., Paller M., Rodriguez E., Roth L., Seal D., Shaffer S., Shimada J., Umland J., Werner M., Oskin M., Burbank D. and Alsdorf D., 2007:** The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics*, 45(2), 33 p.
- Fontaine B., Louvet S. and Roucou P., 2008:** Definition and predictability of an OLR-based West African monsoon onset. *International Journal of Climatology*, 28, 1787-1798.
- Foucart T., 2006:** Colinéarité et régression linéaire. *Mathématiques et sciences humaines. Mathematics and social sciences*, (173).
- Fraser E., Mabee W. and Figge F., 2005:** A framework for assessing the vulnerability of food systems to future shocks'. *Futures*, vol 37, no. 6, pp. 465-479.
- Frei C., Christensen J.H., Déqué M., Jacob D., Jones R.G. and Vidale P.L., 2003:** Daily precipitation statistics in regional climate models: Evaluation and intercomparison for the European Alps. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 108(D3).
- Freund R.J., Littell R.C. and Creighton L., 2003:** *Regression Using JMP*. SAS Institute, Inc., Cary, NC.
- Fraedrich K., Ziehmann C., and Sielmann F., 1995:** Estimates of spatial degrees of freedom. *Journal of climate*, 8(2), 361-369.
- Garric G., Douville H. and Déqué M., 2002:** Prospects for improved seasonal predictions of monsoon precipitation over Sahel. *International Journal of Climatology*, 22, 331-345.
- Gitau W., 2011:** Diagnosis and predictability of intraseasonal characteristics of wet and dry spells over equatorial east Africa. Thèse de doctorat (University of Nairobi, Kenya).
- Gitau W., Ogallo L., Camberlin P., and Okoola R., 2012:** Spatial coherence and potential predictability assessment of intraseasonal statistics of wet and dry spells over Equatorial Eastern Africa. *International Journal of Climatology*.
- Gitau W., Ogallo L.A. and Mutemi J.N., 2008:** Intraseasonal characteristics of wet and dry spells over Kenya. *Journal of Korean Medical Science*, 2(1), 19-30.
- Glahn H.R., 1968 :** Canonical correlation and its relationship to discriminant analysis and multiple regression. *Journal of Atmospheric Science*, 25, 23-31.
- Glahn H.R. and Lowry D.A., 1972:** The use of Model Output Statistics (MOS) in objective weather forecasting. *Journal of Applied Meteorology*, 11, 1203-1211.
- Goddard L. and Graham N.E., 1999:** Importance of the Indian Ocean for simulating rainfall anomalies over eastern and southern Africa. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 104(D16), 19099-19116.
- Goddard L., Mason S.J., Zebiak S.E., Ropelewski C.F., Basher R. and Cane, M.A., 2001:** Current approaches to seasonal to interannual climate predictions. *International Journal of Climatology*, 21(9), 1111-1152.
- Grainger A., 1996:** Forest Environment. In *The physical geography of Africa*, (W.M. Adams, A.S. Goudie and A.R. Orme, ed.), Oxford university press (Oxford, UK), 173-195.
- Gregory S., 1969:** Rainfall reliability, In *Environment and Land Use in Africa*, (Thomas M.F. and Whittington G.W., ed.), Methuen (London, UK), 63-82.
- Griffiths J.F., 1959:** The variability of annual rainfall in East Africa. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 40, 361-362.

- Griffiths J.F.**, 1972: *Climates of Africa*, World survey of Climatology, vol. 10, Elsevier (New York, USA).
- Gualdi S., Guilyoudi E., Navarra A., Masina S. and Delecluse P.**, 2003: The interannual variability in the tropical Indian Ocean as simulated by a GCM. *Climate Dynamics*, 20, 567-582.
- Hastenrath S.**, 1995: Recent advances in tropical climate prediction. *Journal of Climate*, 8(6), 1519-1532.
- Hastenrath S.**, 2000: Zonal circulations over the equatorial Indian Ocean. *Journal of Climate*, 13, 2746-2756.
- Hastenrath S.**, 2007: Circulation mechanisms of climate anomalies in East Africa and the equatorial Indian Ocean. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 43(1), 25-35.
- Hastenrath S., Nicklis A. and Greischar L.**, 1993: Atmospheric-hydrospheric mechanisms of climate anomalies in the western equatorial Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 98, 20219-20235.
- Hastenrath S., Polzin D. and Mutai C.**, 2007: Diagnosing the 2005 drought in equatorial East Africa. *Journal of Climate*, 20(18), 4628-4637.
- Hastenrath S., Polzin D. and Mutai C.**, 2010: Diagnosing the droughts and floods in equatorial East Africa during boreal autumn 2005-08. *Journal of Climate*, 23(3), 813-817.
- Hastenrath S., Greischar L., and Van Heepden J.**, 1995: Prediction of the summer rainfall over South Africa. *Journal of Climate*, 8, 1511-1518.
- Hawkins D.M. and Eplett W.J.R.**, 1982: The cholesky factorization of the inverse correlation or covariance matrix in multiple regression. *Technometrics*, 24, 191-198.
- Haylock M. and McBride J.**, 2001: Spatial coherence and predictability of Indonesian wet season rainfall. *Journal of Climate*, 14(18), 3882-3887.
- Hendon H. and Liebmann B.**, 1990: A composite study of onset of the Australian summer monsoon. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47, 2227-2240.
- Hickey G.M., Pelletier B., Brownhill L., Kamau G.M. and Maina I.N.**, 2012: Preface: challenges and opportunities for enhancing food security in Kenya. *Food Security*, 4, 333-340. doi: 10.1007/s12571-012-0203-2.
- Hiri Kinuthia J.**, 1992: Horizontal and vertical structure of the lake Turkana jet. *Journal of applied meteorology*, 31(11), 1248-1274.
- Holland G.J.**, 1986: Interannual variability of the Australian monsoon at Darwin. *Monthly Weather Review*, 114, 594-604.
- Horel J.D., Hahmann A.N. and Geisler J.E.**, 1989: An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. *Journal of Climate*, 2, 1388-1403.
- House L.R.**, 1987: Manuel pour la sélection du sorgho. International Crops Research Institute for the Semi-Arid Tropics (Patancheru, Inde), 2^e édition, 229 p.
- Hulme M.**, 1987: Secular changes in wet season structure in central Sudan. *Journal of Arid Environments*, 13, 31-46.
- ICPAC**, 2006: IGAD climate prediction and applications centre – Energy sector.

- Ilesanmi O.O.**, 1972: An empirical formulation of the onset, advance and retreat of rainfall in Nigeria. *Journal of tropical Geography*, 34, 17-24
- Indeje M. and Semazzi F.H.M.**, 2000: Relationships between QBO in the lower equatorial stratospheric zonal winds and east African seasonal rainfall. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 73, 227-244.
- Indeje M., Semazzi F.H.M. and Ogallo L.A.**, 2000: ENSO signals in East African rainfall seasons. *International Journal of Climatology*, 20, 19-46.
- Ines A.V.M. and Hansen J.W.**, 2006: Bias correction of daily GCM rainfall for crop simulation studies. *Agricultural and Forest Meteorology*, 138(1), 44-53.
- Ingram, K. T., M. C. Roncoli, and P. H. Kirshen**, 2002: Opportunities and constraints for farmers of west Africa to use seasonal precipitation forecasts with Burkina Faso as a case study. *Agricultural systems* 74(3), 331-349.
- Jackson, I.J.**, 1982: Traditional forecasting of tropical rainy seasons. *Agricultural Meteorology*, 26(3), 167-178.
- Jaetzold R., Schmidt H., Hrnitz B. and Shisanya C.**, 2006: Farm management handbook Vol II, Part C, East Kenya. Subpart C1, Eastern Province. (Ministry of Agriculture, Nairobi, Kenya).
- Janowiak J.E.**, 1988: An investigation of interannual rainfall variability in Africa. *Journal of Climate*, 1(3), 240-255.
- Jolliffe I.T. and Sarria-Dodd D.E.**, 1994: Early detection of the start of the wet season in tropical climates. *International Journal of Climatology*, 14, 71-76.
- Jones J.W., Hansen J.W., Royce F.S. and Messina C.D.**, 2000: Potential benefits of climate forecasting to agriculture. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 82, 169-184.
- Jones P.D., Jonsson T. and Wheeler D.**, 1997: Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland. *International Journal of Climatology*, 17, 1433-1450.
- Joseph P.V., Liebmann B. and Hendon H.H.**, 1991: Interannual variability of the Australian summer monsoon onset: Possible influence of Indian summer monsoon and El Niño. *Journal of Climate*, 4, 529-538.
- Kaihura F. and Stoking M.**, 2003: Agricultural biodiversity in smallholder, farmers of East Africa. United Nations University Press, 8 vol., 245 p.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R. and Joseph D.**, 1996: The NCEP-NCAR 40 years Reanalyses Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 437-471.
- Karl T.R., Knight R.W. and Plummer N.**, 1995: Trends in high-frequency climate variability in the twentieth century. *Nature*, 377, 217-220.
- Katz R.W. and Glantz M.H.**, 1986: Anatomy of a rainfall index. *Monthly Weather Review*, 114(4), 764-771.
- Kenya Meteorological Department**, 1984: Climatological statistics for Kenya. KMD Nairobi, Kenya), 87 p.

- Ker A.**, 1995: Farming Systems of the African savanna: a continent in crisis. International Development Research Centre (Ottawa, Canada), 176 p.
- Kiangi P.M.R. and Temu J.J.**, 1988: Equatorial westerlies in Kenya, are they always rain laden. In Proceedings of the WMO Regional Scientific Conference on GATE, WAMEX and Tropical Meteorology, pp. 144-146.
- Kijazi A.L. and Reason C.J.C.**, 2005: Relationships between intraseasonal rainfall variability of coastal Tanzania and ENSO. *Theoretical and Applied Climatology*, 82(3-4), 153-176.
- Kipkorir E.C., Raes D., Bargerei R.J. and Mugalavai E.M.**, 2007: Evaluation of two risk assessment methods for sowing maize in Kenya. *Agricultural and Forest Meteorology*, 144, 193-199.
- Konate M.**, 1982: Climate of the sorghum and millet cultivation zones of the semi-arid tropical regions of West Africa. In *Agromet. of Sorghum and Millet in the Semi-Arid Tropics. Proceedings of the International Symposium (Vol. 5)*, 101-114.
- Kouressy M., Dingkuhn M., Vacksmann M. and Heinemann A.B.**, 2008: Adaptation to diverse semi-arid environments of sorghum genotypes having different plant type and sensitivity to photoperiod. *Agricultural Forest and Meteorology*, 148, 357-371.
- Kousky V.E.**, 1988: Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 3, 217-231.
- Lachenbruch P.A. and Mickey M.R.**, 1968 : Estimation of error rates in discriminant analysis. *Technometrics*, 10(1), 1-11.
- Laux P., Kunstmann H. and Bardossy A.**, 2008 : Predicting the regional onset of the rainy season in West Africa. *International Journal of Climatology*, 28(3), 329-342.
- Latif M., Dommenges D., Dima M. and Grötzner A.**, 1999: The role of Indian Ocean sea surface temperature in forcing east African rainfall anomalies during December-January 1997/98. *Journal of Climate*, 12(12), 3497-3504.
- Lázaro R., Rodrigo F.S., Gutiérrez L., Domingo F. and Puigdefábregas, J.**, 2001: Analysis of a 30-year rainfall record (1967–1997) in semi–arid SE Spain for implications on vegetation. *Journal of Arid Environments*, 48(3), 373-395.
- Lefèvre M., Wald L. and Diabaté L.**, 2007 : Using reduced data sets ISCCP-B2 from the Meteosat satellites to assess surface solar irradiance. *Solar Energy*, 81, 240-253.
- Le Guen M.**, 2001: La boîte à moustaches de TUKEY, un outil pour initier à la statistique. *Statistiquement Votre-SFDS*, (4), 1-3.
- Liebmann B. and Marengo J.**, 2001 : Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin. *Journal of Climate*, 14(22), 4308-4318.
- Lyon B. and DeWitt D.G.**, 2012 : A recent and abrupt decline in the East African long rains. *Geophysical Research Letters*, 39(2).
- Makhuvha T., Pegram G., Sparks R. and Zucchini W.**, 1997a: Patching rainfall data using regression methods. 1. Best subset selection, EM and pseudo-EM methods: theory. *Journal of Hydrology*, 198(1-4), 289-307.
- Makhuvha T., Pegram G., Sparks R. and Zucchini W.**, 1997b: Patching rainfall data using regression methods. 2. Comparisons of accuracy, bias and efficiency. *Journal of*

- Hydrology, 198(1-4), 308-318.
- Mapande A.T. and Reason C.J.C.**, 2005: Interannual rainfall variability over western Tanzania. *International Journal of Climatology*, 25, 1355-1368.
- Marchant R., Mumbi C., Behera S. and Yamagata T.**, 2006: The Indian Ocean dipole - the unsung driver of climatic variability in East Africa. *African Journal of Ecology*, 45, 4-16.
- Marengo J.A., Liebmann B., Kousky V.E., Filizola N. P. and Wainer I.C.**, 2001: Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. *Journal of Climate*, 14(5), 833-852.
- Maracchi G., Bacci L., Cantini C., Haimanot M.T.**, 1993: Effect of water deficit in vegetative and post-flowering phases on pearl millet grown in controller environment. *Agricoltura Mediterranea* 123, 65-71.
- Marteau R.**, 2010 : Cohérence spatiale et prévisibilité potentielle des descripteurs intrasaisonniers de la saison des pluies en Afrique soudano-sahélienne : application à la culture du mil dans la région de Niamey. Thèse de doctorat (Université de Bourgogne, Dijon, France), 212 p.
- Marteau R., Moron V. and Philippon N.**, 2009: Spatial coherence of monsoon onset over Western and Central Sahel (1950-2000). *Journal of Climate*, 22(5), 1313-1324.
- Marteau R., Sultan B., Moron V., Alhassane A., Baron C. and Traoré S.B.**, 2011: The onset of the rainy season and farmers' sowing strategy for pearl millet cultivation in Southwest Niger. *Agricultural and Forest Meteorology*, 151(10), 1356-1369.
- Martin-Vide J., and Gomez L.**, 1999: Regionalization of peninsular Spain based on the length of dry spells. *International Journal of Climatology*, 19(5), 537-555.
- McHugh M.J.**, 2004: Near-surface zonal flow and East African precipitation receipt during austral summer. *Journal of Climate*, 17, 4070-4079.
- McHugh M.J.**, 2006: Impact of south Pacific circulation variability on East African rainfall. *International Journal of Climatology*, 26, 505-521.
- McHugh M.J. and Rogers J.C.**, 2001: North Atlantic Oscillation Influence on Precipitation Variability around the Southeast African Convergence Zone. *Journal of Climate*, 14, 3631-3642.
- McSweeney C., New M. and Lizcano G.**, 2008: UNDP Climate Change Country Profiles – Kenya, (<http://country-profiles.geog.ox.ac.uk/>)
- Meinke H. and Stone R.C.**, 2005: Seasonal and inter-annual climate forecasting: The new tool for increasing preparedness to climate variability and change in agricultural planning and operations. *Climatic Change*, 70, 221-253.
- Michaelsen J.**, 1987: Cross-validation in statistical climate forecast models. *Journal of climate and Applied Meteorology*, 26(11), 1589-1600.
- Michelangeli P.A., Vautard R. and Legras B.**, 1995: Weather regimes: Recurrence and quasi stationarity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52(8), 1237-1256.
- Mistry V.V. and Conway D.C.**, 2003: Remote forcing of East African rainfall and relationships with fluctuations in levels of Lake Victoria. *International Journal of Climatology* 23, 67-89.

- Mhita M.S. and Nassib I.R.**, 1987: The onset and end of rains in Tanzania. In Proceedings, 1st Techn. Conférence on meteorological research in Eastern and Southern Africa. (KMB, Nairobi), 33-37.
- Moon S.E., Ryoo S.B. and Kwon, J.G.**, 1994: A Markov chain model for daily precipitation occurrence in South Korea. *International journal of climatology*, 14(9), 1009-1016.
- Moron V. and Boer R.**, 2009: Spatial coherence and seasonal predictability of monsoon onset over Indonesia. *Journal of Climate*, 22, 841-851.
- Moron V., Robertson A.W., Ward M.N. and Camberlin P.**, 2007: Spatial coherence of tropical rainfall at the regional scale. *Journal of Climate*, 20(21), 5244-5263.
- Moron V., Lucero A., Hilario F., Lyon B., Robertson A.W. and DeWitt D.**, 2009: Spatio-temporal variability and predictability of summer monsoon onset over the Philippines. *Climate dynamics*, 33(7-8), 1159-1177.
- Mwongera C.N.**, 2012: How smallholder farmers cope with climate variability: case study of the Eastern slope of Mount Kenya = Agricultures familiales et variabilité climatique sur le versant Est du Mont Kenya. Thèse de doctorat. (Université de Montpellier, SupAgro), 153 p.
- Mugalavai E.M.**, 2007: A study of rainfall characteristics in a rainfed agricultural establishment: case study of the Kenyan Lake Victoria basin region. Thèse de doctorat (Moi University, Kenya), 116 p.
- Mugalavai E.M., Kipkorir E.C., Raes D. and Rao M.S.**, 2008: Analysis of rainfall onset, cessation and length of growing season for western Kenya. *Agricultural Forest and Meteorology*, 148, 1123-1135.
- Murakami T. and Sumi A.**, 1982: Southern Hemisphere summer monsoon circulation during 1978-79 WMONEX. Part I: Onset, active and break monsoon. *Journal of Meteorological Society of Japan*, 60, 649-671.
- Mutai C.C.**, 2000: Diagnosis and predictability of East African rainfall on intraseasonal to interannual timescales. Thèse de doctorat (Department of Meteorology, University of Nairobi, Kenya).
- Mutai C.C. and Ward M.N.**, 2000: East African Rainfall and the Tropical Circulation/Convection on Intraseasonal to Interannual Timescales. *Journal of Climate*, 13, 3915-3939.
- Mutai C.C., Ward M.N. and Colman A.W.**, 1998: Towards the prediction of the East Africa short rains based on sea-surface temperature-atmosphere coupling. *International Journal of Climatology*, 18(9), 975-997.
- Mwangi E., Wetterhall F., Dutra E., Di Giuseppe F. and Pappenberger F.**, 2013: Forecasting droughts in East Africa. *Hydrology and Earth System Sciences, Discuss.*, 10, 10209-10230.
- Neng S., Luwen C. and Dongdong X.**, 2002: A preliminary study on the global land annual precipitation associated with ENSO during 1948-2000. *Advances in Atmospheric Sciences*, 19, 993-1002.
- Nicholls N.**, 1984: A system for predicting the onset of the North Australian wet season. *Journal of Climatology*, 4, 425-435.
- Nicholson S.E.**, 1989: Long-term changes in African rainfall. *Weather*, 44(2), 46-56.

- Nicholson S.E.**, 1996: A review of climate dynamics and climate variability in Eastern Africa. In T.C. Johnson and E.O. Odada (Eds.), *The limnology, Climatology and Paleoclimatology of the East African Lakes*, Gordon and Breach, Toronto, 25-56.
- Nicholson S.E.**, 1997: An analysis of the ENSO signal in the tropical Atlantic and western Indian Oceans. *International Journal of Climatology*, 17(4), 345-375.
- Nicholson S.E.**, 2000: The nature of rainfall variability over Africa on time scales of decades to millennia. *Global and Planetary Change*, 26, 137-158.
- Nicholson S.E. and Entekhabi D.**, 1986: The quasi-periodic behaviour of rainfall variability in Africa and its relationship to the Southern Oscillation. *Archives for Meteorology, Geophysics, and Bioclimatology, Series A*, 311-348.
- Nicholson S.E. and Entekhabi D.**, 1987: Rainfall variability in Equatorial and Southern Africa: relationships with sea surface temperatures along the Southwestern Coast of Africa. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26, 561-578.
- Nicholson S.E. and Kim J.**, 1997: The relationship of the El Niño-southern oscillation to African rainfall. *International Journal of Climatology*, 17(2), 117-135.
- Nicholson S.E. and Selato J.C.**, 2000: The influence of La Niña on African rainfall. *International Journal of Climatology*, 20, 1761-1776.
- Oettli P. and Camberlin P.**, 2005: Influence of topography on monthly rainfall distribution over East Africa. *Climate Research*, 28(3), 199-212.
- Ogalo L.J.**, 1988: Relationships between seasonal rainfall in East Africa and the Southern Oscillation. *Journal of Climatology*, 8, 31-43.
- Ogalo L.J.**, 1989: The spatial and temporal patterns of the East African seasonal rainfall derived from principal component analysis. *International Journal of Climatology*, 9, 145-167.
- Ogalo L.J., Boulahya M.S. and Keane T.**, 2000: Applications of seasonal to interannual climate prediction in agricultural planning and operations. *Agricultural and Forest Meteorology*, 103(1), 159-166.
- Ogalo L.J., Janowiak J.E. and Halpert M.S.**, 1988: Teleconnections between seasonal rainfall over East Africa and global sea surface temperature anomalies. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 66, 807-821.
- Ogalo L.J., and Chillambo W.A.**, 1982: The characteristics of wet spells in Tanzania.
- Okoola R.E.**, 1998: Spatial evolutions of the active convective patterns across the equatorial eastern Africa during Northern Hemisphere spring season using outgoing longwave radiation records. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 66, 51-63.
- Okoola R.E.**, 1999: A diagnostic study of the Eastern Africa monsoon circulation during the northern hemisphere spring season. *International Journal of Climatology*, 19, 143-168.
- Oladipo E.O. and Kyari J.O.**, 1993: Fluctuations in the onset, termination and length of the growing season in Northern Nigeria. *Theoretical and Applied Climatology*, 47, 241-250.
- Omondi P.A., Ogalo L.A. and Okoola R.E.**, 2009: Decadal rainfall variability modes in observed rainfall records over East Africa and their predictability using sea surface temperature. *Journal of Kenya Meteorological Society*, 3, 37-54.

- Omotosho J.B.**, 1990: Onset of thunderstorms and precipitation over northern Nigeria. *International Journal of Climatology*, 10(8), 849-860.
- Omotosho J.B.**, 1992: Long-range prediction of the onset and end of the rainy season in the West African Sahel. *International Journal of Climatology*, 12, 369-382.
- Omotosho J.B., Balogun A.A. and Ogunjobi K.**, 2000: Predicting monthly and seasonal rainfall, onset and cessation of the rainy season in West Africa using only surface data. *International Journal of Climatology*, 20, 865-880.
- Owiti Z.O., Ogallo L.A. and Mutemi J.**, 2008: Linkages between the Indian Ocean Dipole and East African Seasonal Rainfall Anomalies. *Journal of Korean Medical Science*, 2(1), 3-17.
- Paulhus J.L. and Kohler M.A.**, 1952: Interpolation of missing precipitation records. *Monthly Weather Review*, 80, 129-133.
- Peacock J.M. and Heinrich G.M.**, 1982: Light and temperature response in Sorghum. In *Agrometeorology of Sorghum and Millet in the Semi-Tropics*. Proceedings of the International Symposium, 143-158.
- Philander S.G.H.**, 1990: El Niño, La Niña and the Southern Oscillation. In *International Geophysics Series*, vol 46, Academic Press (San Diego, USA), 293 p.
- Philippon N.**, 2002 : Une nouvelle approche pour la prévision statistique des précipitations en Afrique de l'Ouest et de l'Est : méthodes, diagnostiques (1968-1998) et applications (2000-2001). Thèse de doctorat (Université de Bourgogne, Dijon, France), 241 p.
- Philippon N., Camberlin P. and Fauchereau N.**, 2002: Empirical predictability study of October-December East Africa rainfall. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128, 2239-2256.
- Planchon V.**, 2005: Traitement des valeurs aberrantes: concepts actuels et tendances générales. *Boitechnol Agron Soc Environ*, 9(1), 19-34.
- Pohl B. and Camberlin P.**, 2006a: Influence of the Madden-Julian Oscillation on East African rainfall. Part I: Intraseasonal variability and regional dependency. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132, 2521-2539.
- Pohl B. and Camberlin P.**, 2006b: Influence of the Madden-Julian Oscillation on East African rainfall. Part II: March-May season extremes and interannual variability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132, 2541-2558.
- Prasad P.V.V., Pisipati S.R., Mutava R.N. and Tuinstra M.R.**, 2008: Sensitivity of grain sorghum to high temperature stress during reproductive development. *Crop Science*, 48(5), 1911-1917.
- Raes D., Sithole A., Makaru A. and Millford J.**, 2004: Evaluation of first planting dates recommended by criteria currently used in Zimbabwe. *Agricultural Forest and Meteorology*, 125, 177-185.
- Rayner N., Parker D.E., Folland C.K. and Hackett R.B.**, 1996: Version 2.2 of the global sea-ice and sea surface temperature data set, 1903-1994. Hadley Centre for Climate Prediction and Research (Brecknell, UK), Meteorological Office.
- Rayner N., Parker D.E., Folland C.K., Horton E.B., Alexander L.V. and Rowell D.P.**, 2003: The global sea-ice and sea surface temperature (HadISST) data sets. *Journal of*

Geophysical Researchs.

- Reason C.J.C., Allan R.J., Lindesay J.A. and Ansell T.J.**, 2000: ENSO and climatic signals across the Indian Ocean basin in the global context. Part 1: Interannual composite patterns. *International Journal of Climatology*, 20, 1285-1327.
- Recha C.S.W.**, 2010: Climate variability and adaptative capacity in semi-arid Tharaka district, Kenya. African Climate Change Fellowship Program, 33 p.
- Reidsma P. and Ewert F.**, 2008: Regional farm diversity can reduce vulnerability of food production to climate change. *Ecology and Society*, 13(1) (38), 13-16.
- Reverdin G., Cadet D.L. and Gutzler D.**, 1986: Interannual displacements of convection and surface circulation over the equatorial Indian Ocean. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 112, 43-67.
- Ricciardulli L. and Sardeshmukh P.D.**, 2002: Local time-and space scales of organized tropical deep convection. *Journal of climate*, 15(19), 2775-2790.
- Riddle E.E. and Cook K.H.**, 2008: Abrupt rainfall transitions over the Greater Horn of Africa: Observations and regional model simulations, *Journal of Geophysical Research*, 113(D15), D15109.
- Riddle E.E. and Wilks D.S.**, 2012: Statistical indices of the northward rainfall progression aver eastern Africa. *International Journal of Climatology*.
- Rigollier C., Lefèvre M. and Wald L.**, 2004: The method Heliosat-2 for deriving shortwave solar radiation data from satellite images. *Solar Energy*, 77(2), 159-169.
- Robinson C. and Schumacker R.E.**, 2009: Interaction effects: centering, variance inflation factor, and interpretation issues. *Multiple Linear Regression Viewpoints*, 35(1), 6-11.
- Roeckner E., Bengtsson L., Feichter J., Lelieveld J. and Rodhe H.**, 1999: Transient climate change simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM including the tropospheric sulfur cycle. *Journal of climate*, 12(10), 3004-3032.
- Rohr P.C. and Killingveit A.**, 2003: Rainfall distribution on the slopes of Mt Kilimanjaro. *Hydrological Science Journal*, 48(1), 65-77.
- Roncoli, C., Ingram, K., and Kirshen, P.**, 2002: Reading the rains: Local knowledge and rainfall forecasting in Burkina Faso. *Society & Natural Resources*, 15(5), 409-427.
- Ropelewski C.F. and Halpert M.S.**, 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 115, 1606-1626.
- Ropelewski C.F. and Halpert M.S.**, 1996: Quantifying southern oscillation: precipitation relationships. *Journal of Climate*, 9, 1043-1059.
- Rourke J.M.A.**, 2011: Seasonal prediction of African rainfall with a focus on Kenya. Thèse de doctorat (University College London, Lonon, UK), 201 p.
- Rowell D., Folland C., Maskell K. and Ward N.**, 1995: Variability of summer rainfall over tropical north Africa (1906-92): observations and modeling. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 121, 669-704.
- Saji N.H., Goswami B.N., Vinayachandran P.N. and Yamagata T.**, 1999: A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401, 360-363.
- Samba A.**, 1998 : Les logiciels DHC de diagnostic hydrique des cultures. *Prévision des*

- rendements du mil en zones soudano-sahéliennes de l’Afrique de l’Ouest. *Sécheresse*, 9, 281-288.
- Saporta G.**, 1990: Probabilités, analyse des données et statistique. Editions Technip (Paris).
- Sarria-Dodd D.E., and Jolliffe I.T.**, 2001: Early detection of the start of the wet season in semiarid tropical climates of western Africa. *International journal of climatology*, 21(10), 1251-1262.
- Schilling J. and Remling E.**, 2011: Local adaptation and national climate change policy in Kenya: discrepancies, options, and the way forward. University of Hamburg Research Group Climate Change and Security, Working Paper CLISEC-14, 1-31.
- Schmidli J. and Frei C.**, 2005: Trends of heavy precipitation and wet and dry spells in Switzerland during the 20th century. *International Journal of Climatology*, 25(6), 753-771.
- Schreck C.J. and Semazzi F.H.M.**, 2004: Variability of the recent climate of eastern Africa. *International Journal of Climatology*, 24, 681-701.
- Sene L.**, 1995 : Réponse de la variété de sorgho CE 145-66 à l’alimentation en eau : effet du stress hydrique sur les rendements et la qualité des semences. Mémoire de fin d’étude, École Nationale des cadres ruraux de Bambey, Sénégal, 58 p.
- Sharma, T. C.**, 1996: Simulation of the Kenyan longest dry and wet spells and the largest rainsums using a Markov model. *J. Hydrol.*, **178**, 55 – 67
- Simmons A.J., Burridge D.M., Jarraud M., Girard C. and Wergen W.**, 1989 : The ECMWF medium-range prediction models development of the numerical formulations and the impact of increased resolution. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 40(1-3), 28-60.
- Simolo C., Brunetti M., Maugeri M. and Nanni T.**, 2010: Improving estimation of missing values in daily precipitation series by a probability density function-preserving approach. *International Journal of Climatology*, 30(10), 1564-1576.
- Sivakumar M.V.K.**, 1988: Predicting rainy season potential from the onset of rains in southern Sahelian and Sudanian climatic zones of West Africa. *Agricultural Forest and Meteorology*, 42, 295-305.
- Sivakumar M.V.K.**, 1992: Empirical analysis of dry spells for agricultural applications in West Africa. *Journal of Climate*, 5, 532-539.
- Slegers M.F.**, 2008: “If only it would rain”: Farmers’ perceptions of rainfall and drought in semi-arid central Tanzania. *Journal of Arid Environments*, 72(11), 2106-2123.
- Smale M. and Thom J.**, 2003: Maize in Eastern and Southern Africa: seeds of success in retrospect. *EPTD Discussion Papers*, 97, 1-90.
- Song Y., Semazzi F.H.M. and Xie L.**, 2004: Development of a coupled regional climate simulation model for the Lake Victoria Basin. In *The East African Great Lakes, Limnology, Paleolimnology and Biodiversity*, (E. Odada and G. Olago, ed.), Kluwer Academic Publishers, 141-154.
- Speranza CI, Kiteme B, Wiesmann U.**, 2008: Droughts and famines: The underlying factors and the causal links among agro-pastoral households in semi-arid Makuani district, Kenya. *Global Environmental Change*, 18, 220-233.
- Sriprasert B., Karunatilake U., Mateos A., Szogi A., Magoggo J.P., Suluvala E., Zhu D.**

- 1987: Soil Survey Report of Chuka – Chokariga Area Republic of Kenya. Wageningen Agricultural University (Pays-Bas), 76 p.
- Stern R.D., Dennett M.D. and Garbutt D.J.**, 1981: The start of the rains in West Africa. *International Journal of Climatology*, 1, 59-68.
- Stewart J.I. and Hash C.T.**, 1982: Impact of weather analysis on agricultural production and planning decisions for the semi-arid areas of Kenya. *Journal of Applied Meteorology*, 21, 477-494.
- Stine R.A.**, 1985: Bootstrap prediction intervals for regression. *Journal of the American Statistical Association*, 80(392), 1026-1031.
- Stine R.A.**, 1995: Graphical interpretation of variance inflation factors. *The American Statistician*, 49 (1), 53-56.
- Sultan B., Baron C., Dingkuhn M., Sarr B. et Janicot S.**, 2005 : La variabilité climatique en Afrique de l’Ouest aux échelles saisonnière et intrasaisonnière. II : applications à la sensibilité des rendements agricoles au Sahel. *Sécheresse*, 16(1), pp. 23-33.
- Sun L., Semazzi F.H., Giorgi F. and Ogallo L.A.**, 1999: Application of the NCAR regional climate model to eastern Africa 2. Simulation of interannual variability of short rains. *Journal of Geophysical Research*, 104, 6549-6562.
- Tadesse T., Haile M., Senay G., Wardlow B.D. and Knutson C.L.**, 2008: The need for integration of drought monitoring tools for proactive food security management in sub-Saharan Africa. *Natural Resources Forum*, 32, 265-279.
- Takaoka S.**, 2002: Spatial Change in tree utilization on the northeastern slope of Mount Kenya. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, 37, 75-82.
- Taylor J.R.N.**, 2003: Overview: importance of sorghum production in Africa. In Conference proceedings of the AFRIPRO Workshop on the proteins of sorghum and millets: enhancing nutritional and functional properties for Africa (Belton P.S. & Taylor J.R.N. ed.), (2 au 4 avril 2003, Pretoria, South Africa).
- Tennant W.J. and Hewitson B.C.**, 2002: Intra-seasonal rainfall characteristics and their importance to the seasonal prediction problem. *International Journal of Climatology*, 22, 1033-1048.
- Thiaw W. and Barnston A.**, 1996: CCA forecast for eastern African rainfall in Oct-Nov-Dec 1996. *Exp. Log-lead Forecast Bull*, 5, 21-23.
- Thomas, D. S., Twyman, C., Osbahr, H., & Hewitson, B.**, 2007: Adaptation to climate change and variability: farmer responses to intra-seasonal precipitation trends in South Africa. *Climatic change*, 83(3), 301-322.
- Traoré S., Alhassane A., Muller B., Kouressy M., Somé L., Sultan B., Oettli P., Laopé A.C.S., Sangaré S., Vaksmann M., Diop M., Dingkhum M. and Baron C.**, 2011: Characterizing and modeling the diversity of cropping situations under climatic constraints in West Africa. *Atmospheric science letters*, 12, 89-95.
- Trenberth K.E.**, 1997: The Definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 2771-2777.
- Uppala S.M., Kållberg P.W., Simmons A.J., Andrae U., da Costa Bechtold V., Fiorino M., Gibson J.K., Haseler J., Hernandez A., Kelly G.A., Li X., Onogi K., Saarinen S., Sokka N., Allan R.P., Andersson E., Arpe K., Balmaseda M.A., Beljaars A.C.M.,**

- van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Caires S., Chevallier F., Dethof A., Dragosavac M., Fisher M., Fuentes M., Hagemann S., Hólm E., Hoskins B.J., Isaksen L., Janssen P.A.E.M., Jenne R., McNally A.P., Mahfouf J.-F., Morcrette J.-J., Rayner N.A., Saunders R.W., Simon P., Sterl A., Trenberth K.E., Untch A., Vasiljevic D., Viterbo P. and Woollen J., 2005:** The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, 2961-3012, doi:10.1256/qj.04.176.
- Usman M.T., and Reason C.J.C., 2004:** Dry spell frequencies and their variability over southern Africa. *Climate research*. 26(3), 199-211.
- Van den Dool H.M., 1994:** Searching for analogues, how long must one wait? *Tellus*, 46A, 314-324.
- Van Zyl J.J., 2001:** The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM): a breakthrough in remote sensing of topography. *Acta Astronautica*, 48(5), 559-565.
- Verdin J., Lietzow R., Rowland J., Klaver R., Reed B. and French V., 2000:** A comparison of methods for estimating start-of-season from operational remote sensing products: First results, USGS-EROS Data Center. SD: Sioux Falls College. *Climate Change*, 13 p.
- Vicente-Serrano S.M., Beguería S., López-Moreno J.I., García-Vera M.A. and Stepanek P., 2010:** A complete daily precipitation database for northeast Spain: reconstruction, quality control, and homogeneity. *International Journal of Climatology*, 30(8), 1146-1163.
- Von Storch H. et Zwiers F.W., 1999:** *Statistical analysis in climate research*, Cambridge University Press.
- Wallace J.S., 1991:** The measurement and modelling of evaporation from semi-arid land. In *Soil Water Balance in the Sudano-Sahelian Zone*. (Sivakumar M.V.K., Wallace J.S., Renard C., Giroux C., ed.), *Proceeding of the International Workshop (Niamey, Niger)*, IAHS Publication, 199, 131-148.
- Walter M.W., 1967:** Length of rainy season in Nigeria. *Nigerian Geographical Journal*, 10, 123-128.
- Ward M.N., 1992:** Provisionally corrected surface wind data, worldwide ocean-atmosphere surface fields and sahelian rainfall variability. *Journal of Climate*, 5, 454-475.
- Weare B.C. and Nasstrom J.S., 1982:** Example of extended empirical functions. *Monthly Weather Review*, 110, 481-485.
- Webster P.J., Moore A.M., Loschnigg J.P. and Leben R.R., 1999:** Coupled ocean-atmosphere dynamics in the Indian Ocean during 1997-1998. *Nature*, 401, 356-360.
- Wilks D.S., 1995:** *Statistical methods in the atmospheric sciences*, International Geophysics Series. Vol. 59.
- Wilks D.S., 1999:** Interannual variability and extreme-value characteristics of several stochastic daily precipitation models. *Agricultural and Forest Meteorology*, 93(3), 153-169.
- Wilks D.S., 2006:** On “field significance” and the false discovery rate. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45(9), 1181-1189.

- Wolter K. and Timlin M.S.**, 1998: Measuring the strength of ENSO - how does 1997/98 rank? *Weather*, 53, 315-324.
- Wortmann C.S., Mamo M. Abebe G., Kaizzi K., Mburu C., Letayo E. and Xerinda S.**, 2006: An atlas of sorghum production in eastern Africa.
- Xie S.P. and Annamalai H.**, 2002: Structure and mechanisms of south Indian Ocean climate variability. *Journal of Climate*, 15, 864-878.
- Yu L.S. and Rienecker M.M.**, 2000: Indian Ocean warming of 1997-1998. *Journal of Geophysical Research – Oceans*, 105, 16923-16939.
- Zablone O. and Ogallo L.A.**, 2008: Linkages between the Indian Ocean Dipole index and East African seasonal rainfall anomalies. *Journal of the Kenya Meteorological Society*, 2, 3-17.

TABLE DES ILLUSTRATIONS

- Introduction -

- Figure I.1 : Positionnement de la thèse par rapport au questionnement inhérent au projet PICREVAT. Les flèches matérialisent les principales interactions climat-agriculture-société auxquelles le projet PICREVAT s'intéresse ; en orangés numérotés apparaissent les différents points considérés dans ce travail de thèse..... **5**

- Chapitre 1 -

- Figure 1.1 : Répartition des stations météorologiques au sein de la région Kenya et Tanzanie du Nord. Les croix bleues matérialisent les stations retenues pour établir la base de données de pluies quotidiennes sur la période 1961-2001. Les cercles rouges montrent le réseau de **11**

	pluviomètres fournissant les précipitations mensuelles au cours de la période 1931-2006	
Figure 1.2	: Répartition altitudinale des stations kenyanes et tanzaniennes (ligne rouge) et de l'ensemble de la région d'étude (données du MNT SRTM, colonnes bleues).....	12
Figure 1.3	: Illustration de valeurs aberrantes repérées dans la série des précipitations quotidiennes des stations de Lyamungu (a) et Kilema-Chini (b).....	14
Figure 1.4	: Répartition stationnelle de la part des valeurs manquantes pour chacune des années de la période 1961-2001 constituant la base de données des pluies quotidiennes. En ligne sont représentées les années et en colonne les stations. La ligne pointillée bleue différencie les stations kenyanes et tanzaniennes.....	15
Figure 1.5	: Répartition spatiale du pourcentage de manques au sein des séries pluviométriques quotidiennes de la période 1961-2001 (a) et distribution du pourcentage de manques entre les stations (b).....	16
Figure 1.6	: Histogrammes de fréquence simple montrant la longueur des séries de valeurs manquantes consécutives et leur répartition en classes d'égales amplitudes de trente jours (a) et unitaire (b) pour les stations du réseau Kenya et Tanzanie du Nord pour la période 1961-2001.....	17
Figure 1.7	: Chaîne méthodologique appliquée à la reconstruction des valeurs manquantes et à la validation de la méthode de reconstruction.....	19
Figure 1.8	: Distribution des scores moyens de performance de la RLM dans la reconstruction des pluies quotidiennes des long rains (a) et répartition spatiale des scores de réussites sur les jours pluvieux des long rains (b).	23
Figure 1.9	: Performances de la méthode d'estimation des cumuls journaliers de pluie pour les long rains	24
Figure 1.10	: Évolution des corrélations interannuelles (n=41) entre les valeurs observées et estimées de différents descripteurs intrasaisonniers des pluies en fonction de la taille des échantillons de validation pour les long rains (a) et les short rains (b). Moyenne de cinquante expériences et des cinquante-trois stations.	26
Figure 1.11	: Évolution des corrélations en fonction de la longueur des séquences	28

manquantes pour les long rains (a) et short rains (b). Le pourcentage de manques est fixé à 30 % de la base de données initiale.....	
Figure 1.12 : Localisation des stations références d'Embu (1 488 m), Mitunguu (1 016 m) et Ishiara (872 m) le long des pentes orientales du mont Kenya.....	30
Figure 1.13 : Localisation des indices TSO descriptifs de l'état d'El Niño.....	33
Figure 1.14 : Localisation des indices TNA et TSA, descriptifs de l'état des TSO atlantiques.....	34
Figure 1.15 : Schéma conceptuel du fonctionnement d'un modèle numérique proposé par L. Fairhead, LMD/CNRS (http://www2.cnrs.fr/journal/1390.htm). Représentation des grilles verticales et horizontales du modèle d'atmosphère. Les couleurs représentent les températures simulées au sol et dans l'atmosphère et les flèches matérialisent l'orientation des vents.....	38
Figure 1.16 : Topographies de l'Afrique de l'Est équatoriale (Kenya et Tanzanie du Nord). Les pointillés noirs matérialisent l'axe de la vallée du Rift oriental.....	43
Figure 1.17 : Répartition annuelle moyenne des précipitations de la période 1961-2001 pour la région Kenya - nord Tanzanie. Les lignes pointillées bleues représentent le cycle annuel moyen des précipitations quotidiennes de chacune des cinquante-trois stations du réseau. La ligne noire continue indique le cycle moyen des cinquante-trois stations.....	45
Figure 1.18 : Répartition des précipitations moyennes mensuelles (couleurs) et variabilité interannuelle (écarts-types, taille des disques) au cours de la période 1961-2001.....	48
Figure 1.19 : Anomalies de précipitations annuelles moyennes calculées sur la période 1931-2006 à partir des données de précipitations mensuelles fournies par le KMD. En bleu clair apparaît la période retenue pour la réalisation de l'étude de prévisibilité 1961-2001.....	50
Figure 1.20 : Configurations mensuelles moyennes des champs de vents à 850 hPa pour les mois de février à juillet 1961-2001. Les flèches bleues matérialisent la résultante du vent zonal et méridien proposé par les réanalyses ERA 40.....	52
Figure 1.21 : Configurations mensuelles moyennes des champs de vents à 850 hPa	54

	pour les mois d'août à janvier 1961-2001. Les flèches bleues matérialisent la résultante du vent zonal et méridien obtenu des réanalyses ERA 40.....	
Figure 1.22 :	Caractéristiques environnementales du territoire Kenyan avec l'occupation des sols (a) et le zonage agro-climatique (b). Les données proviennent du Kenya Soil Survey et du Kenya Agricultural Research Institute (KARI) Coverage showing general land use classes	55
Figure 1.23 :	Organisation des systèmes agricoles en Afrique orientale équatoriale (Dixon et al., 2001).....	57
Figure 1.24 :	Tendance dans la production de maïs, mil et sorgho au Kenya au cours de la période 1961-2009 (a) et dynamique des systèmes de cultures en altitude (1 100 m) au sein de la communauté Meru (b). Figures extraites de Mwongera, 2012.	58
Figure 1.25 :	Géolocalisation de la production de sorgho en Afrique orientale. Chaque point vert représente 1 000 ha.an ⁻¹ (extrait de Wortmann et al., 2006).....	58

- Chapitre 2 -

Figure 2.1 :	Illustration de deux types de saisons des pluies à cumul et durée identiques	62
Figure 2.2 :	Quantité moyenne de pluie cumulée au cours des deux premiers jours des séquences pluvieuses enregistrées au cours des long rains (ligne bleue) et short rains (ligne rouge) de la période 1961-2001.....	73
Figure 2.3 :	Préparation de la base de données utilisée pour extraire le signal régional à partir d'un tableau récapitulatif des dates de démarrage calculées à partir de cinquante-six combinaisons différentes de seuils pluviométriques.....	75
Figure 2.4 :	Chronique temporelle moyenne (a) et de toutes les expériences (b) associée à la PC1 multicomposition pour DSP des short rains.....	77
Figure 2.5 :	Configurations spatiales de la première composante principale issue de l'ACP monocomposition des dates de démarrage des short rains (a) et long rains (c) et de l'ACP multicomposition des dates de démarrage des short rains (b) et des long rains (d). Les cercles gris	78

	(blancs) matérialisent les corrélations positives (négatives). Le pourcentage de variance expliquée est indiqué dans le titre de chacune des figures.....	
Figure 2.6	: Chronique temporelle moyenne et des cinquante-six expériences associée à la PC1 multicomposition pour FSP respectivement des short rains (a, b) et des long rains (c, d).....	81
Figure 2.7	: Configurations spatiales de la première composante principale issue de l'ACP monocombinaison appliquée pour la fin des short rains (a) et long rains (c) et multi-combinaison pour la fin des short rains (b), long rains (d). Les cercles gris (blancs) matérialisent les corrélations positives (négatives). Le pourcentage de variance expliquée est indiqué dans le titre de chacune des figures	82
Figure 2.8	: Distribution des dates moyennes du démarrage des long rains dans l'espace (a) et leur répartition interstations (b).....	89
Figure 2.9	: Distribution des dates moyennes de fin des long rains dans l'espace (a) et leur répartition interstation (b).....	90
Figure 2.10	: Distribution des longueurs moyennes des long rains (a) et répartition fréquentielle des stations en fonction de la longueur de la saison (b)...	91
Figure 2.11	: Distribution spatiale (a) des cumuls saisonniers moyens calculés pour les long rains et distribution interstation (b).....	93
Figure 2.12	: Distribution spatiale de la fréquence moyenne des jours de pluie (jour de pluie.jour-1) pour les long rains (a). Répartition interstation de la fréquence moyenne des jours de pluies (b).....	94
Figure 2.13	: Distribution des intensités quotidiennes moyennes enregistrées au cours des long rains dans l'espace (a). Répartition des quantités précipitées au sein du réseau de cinquante-trois stations (b).....	95
Figure 2.14	: Distribution du nombre moyen (a) et de la longueur moyenne (b) des épisodes secs enregistrés au cours des long rains 1961-2001 au sein des cinquante-trois stations du réseau.....	96
Figure 2.15	: Distribution spatiale du nombre moyen d'épisodes secs (a) et leurs longueurs moyennes (b) enregistrés au cours des long rains 1961-2001 au Kenya et en Tanzanie du Nord.....	97
Figure 2.16	: Distribution spatiale du nombre de jours secs dans les longs épisodes secs au cours des long rains dans l'espace (a), Répartition des NJS_IES au sein du réseau de stations (b).....	98

Figure 2.17 : Distribution des dates moyennes du démarrage des short rains dans l'espace (a) et leur répartition interstation (b).....	101
Figure 2.18 : Distribution des dates moyennes de fin des short rains dans l'espace (a) et leur répartition interstation (b).	102
Figure 2.19 : Distribution de la longueur moyenne des short rains (a) et répartition fréquentielle des stations en fonction de la longueur de la saison (b).	103
Figure 2.20 : Distribution spatiale (a) des cumuls saisonniers moyens calculés pour les short rains et distribution interstation (b).....	104
Figure 2.21 : Distribution spatiale de la fréquence moyenne des jours de pluies (jour de pluie.jour-1) pour les short rains (a). Répartition interstation de la fréquence moyenne des jours de pluies (b).....	105
Figure 2.22 : Distribution des intensités quotidiennes moyennes enregistrées au cours des short rains dans l'espace (a). Répartition des quantités précipitées au sein du réseau de cinquante-trois stations (b).....	106
Figure 2.23 : Distribution du nombre moyen (a) et de la longueur moyenne (b) des épisodes secs enregistrés au cours des short rains 1961-2001 au sein des cinquante-trois stations du réseau.	107
Figure 2.24 : Distribution des longueurs moyennes d'épisodes secs enregistrés au cours des short rains dans l'espace (a). Répartition des longueurs d'épisodes secs au sein du réseau de stations (b).....	108
Figure 2.25 : Distribution spatiale du nombre moyen de jours secs dans les longs épisodes secs au cours des short rains (a). Histogramme de fréquence des NJS_IES au sein du réseau de stations (b).....	109
Figure 2.26 : Anomalies standardisées des DIS calculés pour les long rains de la période 1961-2001. Sont présentés successivement, le démarrage a), la fin de saison (b), le cumul saisonnier (c), du nombre de jour de pluie (d), de l'intensité quotidienne moyenne (e), de la longueur moyenne des épisodes secs (f), du nombre d'épisodes secs (g) ainsi que du nombre de jours secs dans les longs épisodes secs (h). Les lignes en pointillés noirs représentent les anomalies standardisées pour chacune des cinquante-trois stations et le trait rouge continu matérialise la moyenne régionale des anomalies standardisées (SAI)..	114
Figure 2.27 : Corrélations entre les variations temporelles (1961-2001) des dates de démarrage des long rains, en fonction de la distance en kilomètres entre les stations (a) et en fonction de la distance et de la différence d'altitude en mètres (b). Les corrélations sont calculées pour chaque couple de stations (points bleus) et les points rouges indiquent la	116

corrélation moyenne par tranche de 100 km. Le trait continu vert indique le seuil de significativité des corrélations $1/e \sim 0.37$ (distance de décorrélation spatiale, Ricciardulli et Sardeshmukh, 2002).....

Figure 2.28 : Corrélations entre les variations temporelles (1961-2001) des dates de fin des long rains, en fonction de la distance en kilomètres entre les stations (a) et en fonction de la distance et de la différence d'altitude en mètres (b). Les corrélations sont calculées pour chaque couple de stations (points bleus) et les points rouges indiquent la corrélation moyenne par tranche de 100 km. Le trait continu vert indique le seuil de significativité des corrélations $1/e \sim 0.37$ (distance de décorrélation spatiale, Ricciardulli et Sardeshmukh, 2002)..... **117**

Figure 2.29 : Corrélation temporelle (1961-2001) en fonction de la distance en kilomètres des DIS alloués aux long rains (a) et en fonction de la distance et de la différence d'altitude en mètres (b, c, d, e, f, g, h selon le DIS). Les corrélations sont calculées pour chaque couple de stations (non montré) et seules les corrélations moyennes par tranche de 100 km sont représentées (a). Le trait continu vert stipule le seuil de significativité des corrélations $1/e \sim 0.37$ (distance de décorrélation spatiale, Ricciardulli et Sardeshmukh, 2002)..... **118**

Figure 2.30 : Anomalies standardisées des DIS calculés pour les short rains de la période 1961-2001. Sont présentés successivement, le démarrage de la saison (a), la fin de saison (b), du cumul saisonnier (c), le nombre de jour de pluie (d), l'intensité quotidienne moyenne (e), la longueur moyenne des épisodes secs (f), le nombre d'épisodes secs (g) ainsi que le nombre de jours secs dans les longs épisodes secs (h). Les lignes en pointillés noirs représentent les anomalies standardisées pour chacune des cinquante-trois stations et le trait rouge continu matérialise la moyenne régionale des anomalies standardisées (SAI).. **120**

Figure 2.31 : Corrélations entre les variations temporelles (1961-2001) des dates de démarrage (a) et de fin (b) des short rains en fonction de la distance en kilomètres entre les stations. Les corrélations sont calculées pour chaque couple de stations (points bleus) et les points rouges indiquent la corrélation moyenne par tranche de 100 km. Le trait continu vert indique le seuil de significativité des corrélations **121**

1/e ~ 0.37 (distance de décorrélation spatiale, Ricciardulli et Sardeshmukh, 2002).	
Figure 2.32 : Évolution des corrélations interannuelles (1961-2001) moyennes en fonction de la distance en kilomètres pour les DIS alloués aux short rains (a), et en fonction de la distance et de la différence d'altitude en mètres (b, c, d, e, selon le DIS). Les corrélations sont calculées pour chaque couple de stations puis moyennés par tranche de 100 km. Le trait continu vert stipule le seuil de significativité des corrélations 1/e ~ 0.37 (distance de décorrélation spatiale, Ricciardulli et Sardeshmukh, 2002).....	122
Figure 2.33 : Évolution annuelle du pourcentage de variance expliquée par la première composante (a) et la somme des trois premières composantes (b) d'ACP successives calculées sur des fenêtres glissantes de trente jours, et appliquées à trois descripteurs des précipitations.....	123
Figure 2.34 : Évolution des scores de DOF et var(SAI) en fonction des seuils utilisés dans la définition agroclimatologique du démarrage des long rains avec une période de contrôle de vingt jours (a, b) et 30 jours (c, d).....	126
Figure 2.35 : Évolution des scores de DOF et var(SAI) en fonction des seuils pluviométriques utilisés dans la définition de la fin des long rains avec une période de contrôle de vingt jours (a, b) et trente jours (c, d).....	127
Figure 2.36 : Illustration synthétique de la cohérence spatiale des descripteurs intra saisonniers pluviométriques pour les long rains (en bleu) et les short rains (en orangé).....	130

- Chapitre 3 -

Figure 3.1 : Composite associée aux démarrages précoces des long rains sur la période 1961 – 2001 pour 3 niveaux de géopotential et les mois de février (gauche) et mars (droite). En bleu sont représentés les anomalies de vents, les aplats vert correspondent aux anomalies significatives (t de Student, 95%) sur la composante zonale ou la	142
---	------------

	composante méridienne du vent.	
Figure 3.2	: Composites de vitesse verticale à 500 hPa en février (a), mars (b) associés aux DSP précoces pour la région Kenya – Tanzanie du nord. En anomalies par rapport à la moyenne 1961-2001 (des valeurs positives indiquent une anomalie de subsidence). Seules les aires significatives au seuil de 95 % sont représentées.....	143
Figure 3.3	: Composite associée aux DSP tardifs des long rains de la période 1961 – 2001. En bleu sont représentées les anomalies de vents, les aplats verts correspondent aux anomalies significatives (Student 95%) sur les composantes zonales et méridiennes du vent.....	144
Figure 3.4	: Composite associée aux FSP précoces des long rains sur la période 1961 – 2001. En bleu sont représentées les anomalies de vents, les aplats verts correspondent aux anomalies significatives (Student 95%) sur les composantes zonales et méridiennes du vent.....	146
Figure 3.5	: Anomalies de l'altitude du géopotential à 200 hPa (a), 500 hPa (b) et 850 hPa) en Février associées aux FSP précoces des long rains pour la région Kenya – Tanzanie du nord. Seules les aires significatives au seuil de 95 % sont représentées.....	147
Figure 3.6	: Composite associée aux FSP tardives des long rains de la période 1961 – 2001. En bleu sont représentées les anomalies de vents, les aplats verts correspondent aux anomalies significatives (Student 95%) sur les composantes zonales et méridiennes du vent.....	149
Figure 3.7	: Composites associées aux démarrages précoces des short rains sur la période 1961 – 2001. En bleu sont représentées les anomalies de vents, les aplats verts correspondent aux anomalies significatives (test de Student 95%) sur les composantes zonales et méridiennes du vent.	155
Figure 3.8	: Composites associées aux démarrages tardifs des short rains sur la période 1961 – 2001. En bleu sont représentées les anomalies de vents, les aplats verts correspondent aux anomalies significatives (test de Student 95%) sur les composantes zonales et méridiennes du vent.....	156
Figure 3.9	: Composites associées aux fins précoces des short rains sur la période 1961 – 2001. En bleu sont représentés les anomalies de vents, les aplats verts correspondent aux anomalies significatives (test de Student 95%) sur les composantes zonales et méridiennes du	158

vent.....

Figure 3.10 : Composites associées aux fins tardives des short rains sur la période 1961 – 2001. En bleu sont représentées les anomalies de vents, les aplats verts correspondent aux anomalies significatives (test de Student 95%) sur les composantes zonales et méridiennes du vent.... **159**

- Chapitre 4 -

Figure 4.1 : Cycle saisonnier moyen des précipitations de la période 1961 – 2001 pour la région Kenya – nord Tanzanie. La ligne rouge discontinue est la moyenne des 12 points de grilles et 24 runs des pluies simulées par ECHAM 4.5. En bleu apparaît la moyenne des précipitations observées dans les 53 stations et le spectre vert (boîtes à moustache) souligne la dispersion entre les précipitations simulées par les 24 runs. La ligne continue orange représente le biais moyen entre les pluies simulées et observées. **164**

Figure 4.2 : Répartition annuelle moyenne des précipitations observées (ligne bleue) et estimées par ECHAM 4.5 (ligne verte). Le nombre de station (observation) dans le point de grille est indiqué dans le coin haut à gauche et la corrélation entre les pluies observées et estimées dans le coin haut à droite. **166**

Figure 4.3 : Distribution moyenne des longueurs de séquences pluvieuses (SP) dans les pluies observées (bleu) et simulées par ECHAM 4.5 (rouge) pour les mois de février à juin. **167**

Figure 4.4 : Cycles saisonniers moyens des précipitations de la période 1961 – 2001 pour la région Kenya – nord Tanzanie. En bleu apparaît la **169**

moyenne des précipitations observées et en rouge la moyenne des précipitations simulées puis calibrées issues du modèle ECHAM 4.5. La ligne verte pointillée matérialise les précipitations annuelles moyennes simulées (24 simulations) et non calibrées.....

Figure 4.5 : Biais (a) des descripteurs intra saisonniers des long rains 1961-2001. Les traits horizontaux indiquent, en rouge les biais médians, en bleu le premier quartile (inférieur) et le troisième quartile (supérieur) et en noir les limites hautes et basses de la distribution. Les croix rouges matérialisent les valeurs extrêmes. DSP et FSP sont exprimés en jours juliens, CUM en dixième de mm, NJP en nombre de jours, INT en mm. jour-1, nbES/nbEP/nbLES/JS_IES en nombre d'événements et lmES en jours. **170**

Figure 4.6 : Répartition spatiale des biais du démarrage de saison (DSP) des long rains (a) et de la fin de saison (FSP) des long rains (b) estimés à partir des précipitations quotidiennes du GCM ECHAM 4.5. **171**

Figure 4.7 : Répartition spatiale des biais sur le cumul saisonnier (CUM) (a), le nombre de jours de pluies (NJP) (b) et les intensités quotidiennes moyennes (INT) des long rains (c) estimées à partir des précipitations quotidiennes du GCM ECHAM 4.5..... **173**

Figure 4.8 : Répartition spatiale des biais sur le nombre d'épisodes secs (nbDS) (a) et la longueur moyenne des épisodes secs (lmDS) des long rains (b) estimés à partir des précipitations quotidiennes du GCM ECHAM 4.5. **174**

Figure 4.9 : Variabilité interannuelle de dates de DSP observées (rectangles bleus), FSP observées (rectangles noirs), DSP simulées (ligne continue rouge) et FSP simulées (ligne continue et carrés rouges) pour les long rains 1961-2001. **176**

Figure 4.10 : Corrélations moyennes (1961-2001) calculées entre les chroniques temporelles observées et simulées du DSP (a), FSP (b), CUM (c), NJP (d), INT (e), nbES/nbEP (f), nbLES (g), lmES (h) et nbES_IES (i) pour les long rains. **178**

Figure 4.11 : Biais des descripteurs intra saisonniers des short rains 1961-2001. Les traits horizontaux indiquent, en rouges les biais médians, en bleus le premier quartile (inférieur) et le troisième quartile (supérieur) et en noir les limites hautes et basses de la distribution. Les croix rouges matérialisent les valeurs extrêmes. **179**

Figure 4.12 : Répartition spatiale des biais du démarrage de saison (DSP) des short **180**

	rains(a) et de la fin de saison (FSP) des short rains (b) estimés à partir des précipitations quotidiennes du GCM ECHAM 4.5. Les biais positifs sont indiqués en rouges et les biais négatifs en bleus. La taille des cercles matérialise l'intensité du biais.	
Figure 4.13 :	Répartition spatiale des biais sur le cumul saisonnier (CUM) (a), nombre de jours de pluies (NJP) (b) et les intensités quotidiennes moyennes (INT) des short rains (c) estimées à partir des précipitations quotidiennes du GCM ECHAM 4.5.	181
Figure 4.14 :	Variabilité interannuelle de dates de DSP observées (rectangles bleus), FSP observées (rectangles noirs), DSP simulées (ligne continue rouge) et FSP simulées (ligne continue et carrés rouges) pour les short rains 1961-2001.....	183
Figure 4.15 :	Corrélations moyennes (1961-2001) entre les valeurs observées et simulées du DSP (a), FSP (b), CUM (c), NJP (d), INT (e), nbES/nbEP (f), nbLES (g), ImES (h) et nbES_IES (i) pour les short rains. Les corrélations sont calculées entre la chronique temporelle	185
Figure 4.16 :	Configurations moyennes (1961-2001) mensuelles du vent zonal et méridien observées (a, b, c, d) et simulées par ECHAM 4.5 (e, f, g, h) à 850 hPa au cours des mois de février, mars, avril et mai. En bleu sont représentées les vecteurs (U,V) de vents, leur intensité est proportionnelle à la longueur du vecteur.....	188
Figure 4.17 :	Comparaison des configurations moyennes (1961-2001) mensuelles du vent zonal et méridien observées (a,b,c) et simulées par ECHAM 4.5 (d,e,f) à 850 hPa au cours des mois de septembre, octobre et novembre. En bleu sont représentés les anomalies de vents.....	190
Figure 4.18 :	Composites, simulées par ECHAM 4.5 forcé par des TSO observées, associées aux démarrages précoces des long rains sur la période 1961 – 2001. En bleu sont représentées les anomalies de vents, les aplats vert correspondent aux anomalies significatives (test de Student 95%) sur les composantes zonales ou méridiennes du vent.....	192
Figure 4.19 :	Composites, simulées par ECHAM 4.5 en mode forcé, associées aux démarrages tardifs des long rains sur la période 1961 – 2001. En bleu sont représentés les anomalies de vents, les aplats verts correspondent	193

	aux anomalies significatives (test de Student 95%) sur les composantes zonales et méridiennes du vent.....	
Figure 4.20 :	Composite associée aux démarrages précoces des « short rains » sur la période 1961 – 2001. En bleu sont représentées les anomalies de vents simulées par le GCM ECHAM 4.5 à partir de simulations forcées par les TSO observées, les aplats verts correspondent aux anomalies significatives (test de Student 95%) sur les composantes zonales ou méridiennes du vent.....	194
Figure 4.21 :	Composite associée aux DSP tardifs des « short rains » sur la période 1961 – 2001. En bleu sont représentées les anomalies de vents simulées par le GCM ECHAM 4.5 à partir de simulations forcées, les aplats verts correspondent aux anomalies significatives (test de Student 95%) sur les composantes zonales et méridiennes du vent.	195
Figure 4.22	Illustration de la méthodologie développée dans la section 4.3 pour appréhender la prévision des descripteurs intra-saisonniers à l'échelle régionale. En vert apparait l'étape de spécification basée sur les données d'observation ; en bleu apparaissent les étapes de calcul réalisées à partir des simulations numériques du modèle ECHAM 4.5 (MOS) et en noir sont spécifiés les principaux outils statistiques utilisés.....	200
Figure 4.23	Répartition des indices climatiques définis comme des prédictors potentiels des descripteurs des « long rains ». Par souci de simplification, les prédictors relatifs au démarrage, à la fin et au cumul des long rains ont été regroupés sur la même carte.....	205
Figure 4.24	Champs de corrélations hétérogènes du 1er mode ACC du démarrage des long rains (a) et du vent (zonal et méridien) dans les bas et hauts niveaux troposphériques, issu des réanalyses ERA40 (b). Coefficients temporels d'expansion associés à ce couplage (c).....	216
Figure 4.25	Scores de réussite(a) et scores de Heidke (b, multipliés par 100) stationnels associés à la prévision du DSP des long rains 1961-2001 à partir d'un MOS traitant des champs de vents ERA40. Les histogrammes indiquent la distribution des scores entre les 53 stations du réseau.	218
Figure 4.26	Champs de corrélations hétérogènes du 1er mode ACC du démarrage de saison des pluies (a) et du vent (zonal et méridien) dans les bas et	219

	hauts niveaux troposphériques (b). Coefficients temporels d'expansion associés à ce couplage (c) issu du 'MOS simulations forcées'	
Figure 4.27	1 ^{er} mode canonique entre les DSP observées des long rains(a) et les composantes zonales et méridiennes du vent simulées par ECHAM 4.5 à 850 hPa (b). Coefficients temporels d'expansion associés (c) avec les FSP observés (courbe bleue) ; le vent (courbe rouge) ; r, le coefficient de corrélation entre les 2 courbes. Les aplats de couleur verte signalent les corrélations significatives (95%).....	221
Figure 4.28	Répartition de l'ensemble des indices climatiques définis comme des prédicteurs potentiels pour la prévision du démarrage, fin et cumul des short rains.	223

- Chapitre 5 -

Figure 5.1	: Localisation des différentes zones agro-écologiques sur le versant est du Mont Kenya (a) (Jaetzold et al., 2006) et environnement agro-écologique du district de Meru (b) (adapté de Takaoka, 2002).....	236
Figure 5.2	: Localisation des stations d'Embu (1488 m), Mitunguu (1016 m) et Ishiara (872 m) le long des pentes orientales du Mt Kenya.....	237
Figure 5.3	: Cycles annuels moyens (1973-2001) des températures (a) et des précipitations (b) sur le versant est du Mont Kenya. Séries lissées par moyenne mobile sur une fenêtre de 17 jours. En rouge la station d'Ishiara (872 m), en vert la station de Mitunguu (1016 m) et en bleu la station d'Embu (1488 m).....	240
Figure 5.4	: Illustration des différents processus simulés autour du bilan hydrique (extrait de Baron et Dingkuhn, 2003).....	243
Figure 5.5	: Cycle de culture et stades phénologiques des céréales simulés dans le modèle agronomique SARRA-H. En rouge apparaissent les phases sensibles au manque d'eau. SDJ signifie Somme Degré Jour	246
Figure 5.6	: Dates de semis réussis dans le modèle SARRA-H pour les long rains (a) et les short rains (b) 1973-2001 sur les sites de Embu (1488 m), Mitunguu (1016 m) et Ishiara (872 m). Les dates moyennes sont	252

indiquées en vert entre parenthèse au-dessus des boîtes à moustache. La ligne rouge des boîtes à moustache indique les dates médianes.....

Figure 5.7 : Rendements de sorgho potentiels moyens estimés par le modèle SARRA-H pour les long rains (a) et les short rains (b) 1973-2001 sur les sites de Embu (1488 m), Mitunguu (1016 m) et Ishiara (872 m). Les valeurs entre parenthèse dans le coin gauche des cadres rappellent les cumuls saisonniers. Les rendements moyens (kg.ha-1) sont indiqués en vert entre parenthèse au-dessus des boîtes à moustache. La ligne rouge des boîtes à moustache indique les rendements médians. **253**

Figure 5.8 : Rendements potentiels de sorgho estimés par le modèle SARRAH à partir des simulations de référence sim03 pour les long rains (a) et sim10 pour les short rains (b) de la période 1973-2001 dans les stations de Embu (trait bleu), Mitunguu (trait vert) et Ishiara (trait rouge). **254**

Figure 5.9 : Différence entre les rendements de sorgho simulés par le modèle SARRAH avec un sol Argileux (A) et Argilo-sableux (AS) pour les long rains (a) et les short rains (b) dans chacune des 3 stations..... **256**

Figure 5.10 : Corrélations linéaires simples entre chaque descripteur pluviométrique et les rendements de sorgho simulés (sim03 et sim10) par le modèle SARRAH pour les long rains (rouge) et short rains (bleu) de la période 1973-2001. Les croix représentent les corrélations partielles calculées indépendamment de la durée de la saison (encadré vert). Les lignes pointillées matérialisent les bornes de significativité à 95% lues dans les tables de Bravais Pearson dans le cas de 29 observations..... **258**

Figure 5.11 : Corrélations glissantes (moyenne sur 30 jours) entre les rendements de sorgho simulés par le modèle SARRAH pour les long rains à Embu (a), Mitunguu (b), Ishiara (c) et les précipitations quotidiennes (graphique supérieur) d'une part et l'évapo-transpiration (ETo, graphique inférieur). Les corrélations avec ETo sont des corrélations partielles, indépendamment des pluies. La ligne continue verticale grise indique la possibilité de semer pour le modèle. DSP et FSP montrent les bornes de la saison des pluies. Les lignes pointillées matérialisent les bornes de significativité à 95% lues dans les tables de Bravais Pearson dans le cas de 29 observations. A=sol argileux et AS=sol argilo-sableux..... **260**

Figure 5.12 : Part de variabilité des rendements potentiels de sorgho des long **263**

rains 1973-2001 expliquée par RLS. En noir sont représentées les variables explicatives pour les rendements simulés sur sol argileux et en rouge celles qui permettent d'expliquer les rendements obtenus sur un sol argilo-sableux.....	
Figure 5.13 : Part de variabilité des rendements potentiels de sorgho des short rains 1973-2001 expliquée par RLS. En noir sont représentées les variables explicatives pour les rendements simulés sur sol argileux et en rouge celles qui permettent d'expliquer les rendements obtenus sur un sol argilo-sableux.....	264
Figure 5.14 : Variabilité interannuelle des rendements de sorgho estimés par RLM (ligne continue rouge) et simulés par SARRAH (en haut) pour la station d'Embu pour les long rains 1973-2001. En bas, nuage de points et tableau de contingence des rendements observés et estimés par la RLM.....	267
Figure 5.15 : Variabilité interannuelle des rendements de sorgho estimés par RLM (ligne continue rouge) et simulés par SARRAH (en haut) pour la station d'Ishiara pour les long rains 1973-2001. En bas, nuage de points et tableau de contingence des rendements observés et estimés par la RLM.....	269
Figure 5.16 : Variabilité interannuelle des rendements de sorgho estimés par RLM et simulés par SARRAH (a) pour la station de Mitunguu pour les short rains 1973-2001. Visualisation graphique (b) et numérique (c) des performances de la RLM.	272

LISTE DES TABLEAUX

- Chapitre 1 -

Tableau 2.1	: Illustration de la constitution des échantillons de stations pour l'estimation des valeurs manquantes par RLM ; data signifie que la donnée est disponible et NaN qu'elle est non disponible. L'échantillon 2 regroupe par exemple tous les jours où les stations 2 et 3 sont disponibles ; le modèle de régression établi sur les jours où le prédictant est disponible est ensuite utilisé pour reconstituer la valeur du 08/01/1961	20
Tableau 2.2	: Nombre de stations disponibles pour l'interpolation par régression pondérée des valeurs moyennes mensuelles des différentes variables météorologiques ciblées	31
Tableau 2.3	: Caractéristiques des différents champs de réanalyses ERA 40 utilisés	36
Tableau 2.4	: Récapitulatif des caractéristiques et des variables utilisées pour les différents ensembles de simulation du MCGA ECHAM 4.5.....	41
Tableau 2.5	: Répartition mensuelle des précipitations annuelles moyennes de la période 1961-2001 pour les cinquante-trois stations du réseau Kenya et Tanzanie du nord	45

- Chapitre 2 -

Tableau 2.1	: Synthèse bibliographique (vingt travaux) de définitions du démarrage de la saison des pluies à partir d'une approche agroclimatologiques en Afrique de l'Est (AE), de l'Ouest (AO) et Amérique du Sud (AS). Un intérêt particulier est porté aux critères de quantité de précipitations (P), longueur de la séquence enregistrant cette quantité de pluie (N) et période de contrôle (C).....	71
Tableau 2.2	: Caractéristiques moyennes et variabilité interannuelle des DIS pour les long rains 1961-2001, toutes stations confondues.	88
Tableau 2.3	: Caractéristiques moyennes des DIS pour la période 1961-2001. Les moyennes sont calculées pour chacune des cinquante-trois stations puis moyennées. La variabilité interannuelle des DIS est indiquée par l'écart-type calculé comme la moyenne des écarts-types annuels des cinquante-trois stations.	99
Tableau 2.4	: Scores de cohérence spatiale (DOF et var(SAI)) calculés pour les DIS des long rains 1961-2001 à partir des cinquante-trois stations du	113

réseau.

Tableau 2.5	: Scores de cohérence spatiale (DOF et var(SAI)) calculés pour les DIS des long rains 1961-2001 à partir des cinquante-trois stations du réseau.	119
-------------	---	------------

- Chapitre 3 -

Tableau 3.1	: Corrélations linéaires entre les indices de TSO et le prédictant DSP sur la période 1961-2001. Les colonnes grisées représentent les mois généralement inclus dans la saison des long rains. Sont reportées seulement les corrélations positives significatives aux seuils de 90 % (+), 95 % (++) et 99 % (+++) et les corrélations négatives significatives aux seuils de 90 % (-), 95 % (--) et 99 % (---). OND représente la saison des pluies d'automne boréal qui précède les long rains.....	137
Tableau 3.2	: Corrélations linéaires entre les indices de TSO et le prédictant FSP calculées sur la période 1961-2001. En bleu sont indiqués les mois traditionnellement occurs à la saison des long rains. Sont indiquées les corrélations positives significatives aux seuils de 90 % (+), 95 % (++) et 99 % (+++) et les corrélations négatives significatives aux seuils de 90 % (-), 95 % (--) et 99 % (---). OND représente la saison des pluies d'automne boréal qui précède les long rains.....	138
Tableau 3.3	: Corrélations linéaires entre les indices de TSO et le prédictant CUM calculées sur la période 1961-2001. En bleu sont indiqués les mois appartenant habituellement à la saison des long rains. Sont indiquées les corrélations positives significatives aux seuils de 90 % (+), 95 % (++) et 99 % (+++) et les corrélations négatives significatives aux seuils de 90 % (-), 95 % (--) et 99 % (---). OND représente la saison des pluies d'automne boréal qui précède les long rains.....	139
Tableau 3.4	: Récapitulatif des indices océano-atmosphériques retenus pour les prédictants des long rains.	140
Tableau 3.5	: Discrétisation en terciles des long rains de la période 1961-2001 en fonction des caractéristiques de précocité du DSP.....	141
Tableau 3.6	: Discrétisation en terciles des long rains de la période 1961-2001 en fonction des caractéristiques de précocité du FSP.....	145
Tableau 3.7	: Corrélations linéaires entre les indices de TSO et le DSP (short rains)	151

calculées sur la période 1961-2001. En grisé sont repérés les mois traditionnellement occurs à la saison des short rains. Sont indiquées les corrélations positives significatives aux seuils de 90 % (+), 95 % (++) et 99 % (+++) et les corrélations négatives significatives aux seuils de 90 % (-), 95 % (--) et 99 % (---).....

Tableau 3.8	: Corrélations linéaires entre les indices de TSO et le FSP (short rains) calculées sur la période 1961-2001. En grisé sont indiqués les mois traditionnellement occurs à la saison des short rains. Sont indiquées les corrélations positives significatives aux seuils de 90 % (+), 95 % (++) et 99 % (+++) et les corrélations négatives significatives aux seuils de 90 % (-), 95 % (--) et 99 % (---).....	152
-------------	---	------------

Tableau 3.9	: Corrélations linéaires entre les indices de TSO et le cumul de précipitations des short rains (CUM), calculées sur la période 1961-2001. En grisé sont indiqués les mois traditionnellement occurs à la saison des short rains. Sont indiquées les corrélations positives significatives aux seuils de 90 % (+), 95 % (++) et 99 % (+++) et les corrélations négatives significatives aux seuils de 90 % (-), 95 % (--) et 99 % (---).....	153
-------------	--	------------

Tableau 3.10	: Récapitulatif des indices océano-atmosphériques retenus pour décrire la variabilité interannuelle des DIS des short rains sur l'ensemble Kenya-Tanzanie du Nord.....	153
--------------	--	------------

Tableau 3.11	: Discrétisation en terciles des short rains de la période 1961-2001 en fonction des caractéristiques de précocité du DSP.	154
--------------	---	------------

Tableau 3.12	: Discrétisation en terciles des short rains de la période 1961-2001 en fonction des caractéristiques de précocité du FSP.....	157
--------------	--	------------

- Chapitre 4 -

Tableau 4.1	: Statistique descriptive de la variabilité inter annuelle des DIS. La chronologie est renseignée à partir des coefficients de corrélations calculés entre les DIS issus des précipitations calibrées ECHAM 4.5	175
-------------	---	------------

et leurs homologues calculés à partir des pluies observées pour les long rains 1961-2001. Les corrélations significatives sont indiquées en caractères gras (seuil 95% : 0.3083) et italiques (seuil 90 % : 0.2606). Les valeurs non significatives apparaissent en gris. L' amplitude de variations est renseignée par les valeurs d' écart-types calculées à partir des séries estimées et observées sur la période 1961-2001.

Tableau 4.2	: Statistique descriptive de la variabilité inter annuelle des DIS. La chronologie est renseignée à partir des coefficients de corrélations calculés entre les DIS issus des précipitations calibrées ECHAM 4.5 et leurs homologues calculés à partir des pluies observées pour les short rains 1961-2001. Les corrélations significatives sont indiquées en caractères gras (seuil 95% : 0.3083) et italiques (seuil 90 % : 0.2606). Les valeurs non significatives apparaissent en gris. L' amplitude de variations est renseignée par les valeurs d' écart-types calculées à partir des séries estimées et observées sur la période 1961-2001.....	182
Tableau 4.3	: Coordonnées géographiques des indices atmosphériques retenus comme prédicteurs potentiels des DIS des long rains.	207
Tableau 4.4	: Caractéristiques de la RLM relative à la spécification des DSP des long rains 1961-2001 par les données d'observation et de réanalyses ERA-40. A chaque prédicteur retenu pour construire le modèle est associé son coefficient de régression, son VIF ainsi que son coefficient de corrélation simple avec le prédicteur.....	208
Tableaux 4.5	: Performance de prévision de la précocité des DSP (long rains) à partir du modèle RLM+ERA40. Tableau de contingence (a) et scores de performances (b) avec r, le coefficient de corrélation entre les séries de DSP observée et estimée ; RS, le taux de réussite de prévisions correctes et HSS le score de Heidke.....	209
Tableau 4.6	: Caractéristiques de la RLM relative aux FSP des long rains 1961-2001. A chaque prédicteur retenu pour construire le modèle est associé son coefficient de régression, son VIF ainsi que son coefficient de corrélation simple avec le prédicteur.....	210
Tableaux 4.7	: Tableau de contingence confrontant la précocité des FSP (long rains) observés et estimés à partir du modèle RLM + indices ERA40 (a) et scores de performances (b) avec R, le coefficient de corrélation entre les séries de DSP observée et estimée ; RS, le taux de réussite de prévisions correctes et HSS le score de Heidke.....	211
Tableau 4.8	: Caractéristiques de la RLM relative aux DSP des long rains 1961-	212

2001. A chaque prédicteur ECHAM 4.5 retenu pour construire le modèle est associé son coefficient de régression, son VIF. L'annotation 'nd' signifie que le modèle n'a pas été défini.....

Tableaux 4.9	: Tableau de contingence confrontant la précocité des DSP (long rains) observés et estimés à partir du MOS – RLM + indices ECHAM 4.5 (a) et scores de performances (b) avec R, le coefficient de corrélation entre la série de DSP observées et estimées ; Reu, le taux de réussite de prévisions correctes et HSS le score de Heidke. Les simulations ECHAM 4.5 sont basées sur des TSO analogues (bleu) et les 'TSO ecmwf' (rouge).....	213
Tableau 4.10	: Caractéristiques de la RLM relative aux FSP des long rains 1961-2001. A chaque prédicteur ECHAM 4.5 retenu pour construire le modèle est associé son coefficient de régression, son VIF.....	214
Tableaux 4.11	: Tableau de contingence confrontant la précocité des FSP observées et estimées à partir du MOS - RLM+ECHAM 4.5 (a) et scores de performances (b) avec R, le coefficient de corrélation entre la série de DSP observées et estimées ; Reu, le taux de réussite de prévisions correctes et HSS le score de Heidke. Les simulations ECHAM 4.5 basées sur des TSO analogues (bleues), des 'TSO ecmwf' (rouges) sont présentées.....	214
Tableau 4.12	: Scores de Corrélation, Réussite et Heidke obtenus comme la moyenne des scores stationnels pour les DSP et FSP des long rains 1961-2001 associés au MOS – ACC + ERA 40.....	217
Tableau 4.13	: Scores de Corrélation, Réussite et Heidke obtenus comme la moyenne des scores stationnels pour les DSP et FSP des long rains 1961-2001, issu du MOS – ACC + simulations ECHAM 4.5 forcées par des TSO observées.....	220
Tableau 4.14	: Scores de performances des MOS construits à partir des simulations ECHAM 4.5 en mode prévision.....	222
Tableau 4.15	: Coordonnées géographiques des indices atmosphériques retenus comme prédicteurs potentiels des DIS « short rains ». Le jaune matérialise le niveau 850 hPa, l'orange clair le niveau 500 hPa et l'orange foncé montre que les indices sont définis à 2 niveaux atmosphériques, 850 et 200 hPa.....	224

Tableau 4.16	: Caractéristiques de la RLM relative aux DSP des short rains 1961-2001. A chaque prédictEUR ERA 40 retenu pour construire le modèle est associé son coefficient de régression, son VIF.....	225
Tableaux 4.17	: Tableau de contingence confrontant la précocité des DSP observés et estimés à partir du modèle RLM + indices ERA40 (a) et scores de performances (b) avec R, le coefficient de corrélation entre les séries de DSP observée et estimée ; Reu, le taux de réussite de prévisions correctes et HSS le score de Heidke.....	225
Tableau 4.18	: Caractéristiques de la RLM relative aux FSP des short rains 1961-2001. A chaque prédictEUR ERA 40 retenu pour construire le modèle est associé son coefficient de régression, son VIF.....	226
Tableaux 4.19	: Tableau de contingence confrontant la précocité des FSP observées et estimées à partir du RLM + indices ERA40 (a) et scores de performances (b) avec R, le coefficient de corrélation entre les séries de FSP observées et estimées ; Reu, le taux de réussite de prévisions correctes et HSS le score de Heidke.....	226
Tableau 4.20	: Caractéristiques de la RLM relative aux DSP des short rains 1961-2001. A chaque prédictEUR ECHAM 4.5 retenu pour construire le modèle est associé son coefficient de régression, son VIF. L'annotation 'nd' indique la non-définition du modèle.....	228
Tableaux 4.21	: Tableau de contingence confrontant la précocité des DSP observés et estimés à partir du MOS – RLM + indices ECHAM 4.5 (a) et scores de performances (b) avec R, le coefficient de corrélation entre la série de DSP observées et estimées ; Reu, le taux de réussite de prévisions correctes et HSS le score de Heidke. Les simulations ECHAM 4.5 basées sur des TSO analogues (bleues), des 'TSO ecmwf' (rouges) et issues d'un modèle couplé (vert) sont présentées..	228
Tableau 4.22	: Caractéristiques de la RLM relative aux DSP des short rains 1961-2001. A chaque prédictEUR ECHAM 4.5 retenu pour construire le modèle est associé son coefficient de régression, son VIF. L'annotation 'nd' indique la non-définition du modèle.....	229
Tableaux 4.23	: Tableau de contingence confrontant la précocité des FSP observées et estimées à partir du MOS - RLM+ECHAM45 (a) et scores de performances (b) avec R, le coefficient de corrélation entre la série de DSP observées et estimées ; Reu, le taux de réussite de prévisions correctes et HSS le score de Heidke.....	230
Tableau 4.24	Score de performances des MOS construits à partir des simulations	231

- Chapitre 5 -

Tableau 5.1	: Caractéristiques principales des zones agro-écologiques (ZAE) du flanc est du Mont Kenya où sont localisés les sites étudiés, d'après la classification proposée par Jaetzold et al. (2006).....	238
Tableau 5.2	: Descripteurs pluviométriques moyens calculés à partir d'une définition agro-climatique pour les long rains (LR) et les short rains (SR) de la période 1973-2001. LSP est exprimé en jours, CUM en mm, INT en mm.j-1 et ImES en jours. Les caractères écrits en bleu montrent les moyennes des descripteurs des 3 stations.....	242
Tableau 5.3	: Protocoles expérimentaux appliqués pour la culture du sorgho lors des long rains et short rains 1973-2001 dans les stations kenyanes d'Embu, Mitunguu et Ishiara. En rouge, les simulations de références.....	250
Tableau 5.4	: Coefficients de corrélation entre les rendements de sorgho simulés et les valeurs de température, vent, rayonnement et humidité relative pour les long rains et short rains de la période 1973-2001. Les corrélations significatives sont indiquées en noir italique (95%) et gras (99%).....	259
Tableau 5.5	: Coefficients de corrélation entre les dates de semis calculées par SARRAH et les dates de démarrage de saison (DSP) et les rendements de sorgho simulés pour les long rains et les short rains de la période 1973-2001. Les corrélations significatives sont indiquées en noir italique (95%) et gras (99%).....	261
Tableau 5.6	: Performances des RLM construites pour expliquer la variabilité inter annuelle des rendements potentiels de sorgho dans les stations de Embu, Mitunguu et Ishiara au cours des long rains 1973-2001, selon les stratégies S1 et S2. En grisé sont indiqués les modèles retenus. Var expl. désigne les variables explicatives qui composent le modèle, r^2 le coefficient de détermination entre les séries de rendements estimés par RLM et simulés par SARRAH ; VIF, le facteur d'inflation de la variance et REU et HSS, respectivement les score de réussite et de Heidke.....	266
Tableau 5.7	: Performances des RLM construites pour expliquer la variabilité inter annuelle des rendements potentiels de sorgho dans les stations	270

de Embu, Mitunguu et Ishiara au cours des short rains 1973-2001. En grisé apparaissent les caractéristiques allouées aux modèles retenus, avec var expl., les variables explicatives qui composent le modèle, r^2 le coefficient de détermination entre les séries de rendements estimés par RLM et simulé par SARRAH ; VIF. Le figuré '/' signifie qu'aucune combinaison de variables n'améliore les performances de S1.....

ANNEXES – COMPLEMENT D'INFORMATION

A.1.1 – Caractéristiques des stations pluviométriques

A.1.2 – Scores de performances des modèles de reconstruction de pluies quotidiennes pour la saison des short rains

A.1.3 – Configurations mensuelles moyennes des champs de vents à 200 hPa pour les mois de février à juillet 1961-2001. Les flèches bleues matérialisent la résultante du vent zonal et méridien obtenu des réanalyses ERA 40.

A.1.4 - Configurations mensuelles moyennes des champs de vents à 200 hPa pour les mois d'août à janvier 1961-2001. Les flèches bleues matérialisent la résultante du vent zonal et méridien obtenu des réanalyses ERA 40.

A.2.1 – Démarrages de saison des pluies non détectés - les long rains (a) et short rains (b).

A.2.2 – Fins de saison des pluies non détectés pour les long rains (a) et les short rains (b).

A.2.3 – Cohérence spatiale verticale du démarrage (a) et de la fin (b) de saison des short rains.

A.2.4 - Evolution des scores de DOF et var(SAI) en fonction des seuils pluviométriques utilisés dans la définition agro-climatologique du démarrage et de la fin des « short rains » avec une période de contrôle de 20 jours (a, b) et 30 jours (c, d).

A.3.1 - Composites de vitesse verticale à 500 hPa en mars (a) et avril (b) associés aux DSP tardifs pour la région Kenya - Tanzanie du nord. En anomalies par rapport à la moyenne 1961-2001 (des valeurs positives indiquent une anomalie de subsidence). Seules les aires significatives au seuil de 95 % sont représentées.

A.4.1 - Variabilité interannuelle du cumul saisonnier (CUM), nombre de jours de pluies (NJP) et intensité quotidienne des pluies (INT) observé (rectangles gris), et calculés à partir des pluies ECHAM 4.5 calibrées (ligne continue rouge) pour les long rains 1961-2001.

A.4.2 - Idem que A. 4.1 mais pour les short rains 1961-2001.

A.4.3 - Répartition spatiale des biais sur le nombre d' épisodes secs (nbES) des short rains (a) et la longueur moyenne des épisodes secs (lmES) des short rains (b) estimés à partir des précipitations quotidiennes du GCM ECHAM 4.5. Les biais positifs sont indiqués en rouges et les biais négatifs en bleus. La taille des cercles matérialise l' intensité du biais.

A.4.4 – Configurations moyennes (1961-2001) mensuelles du vent zonal et méridien observées (a, b, c, d) et simulées par ECHAM 4.5 (e, f, g, h) à 200 hPa au cours des mois de

février, mars, avril et mai. En bleu sont représentées les vecteurs (U, V) de vents, leur intensité est proportionnelle à la longueur du vecteur.

A.4.5 – Configurations moyennes (1961-2001) mensuelles du vent zonal et méridien observées (a, b, c, d) et simulées par ECHAM 4.5 (e, f, g, h) à 200 hPa au cours des mois de septembre, octobre, novembre, décembre. En bleu sont représentées les vecteurs (U, V) de vents, leur intensité est proportionnelle à la longueur du vecteur.

A.4.6 – Carte de corrélation moyenne entre le vent zonal et méridien à 850, 500, 200 hPa. Cas des DSP short rains

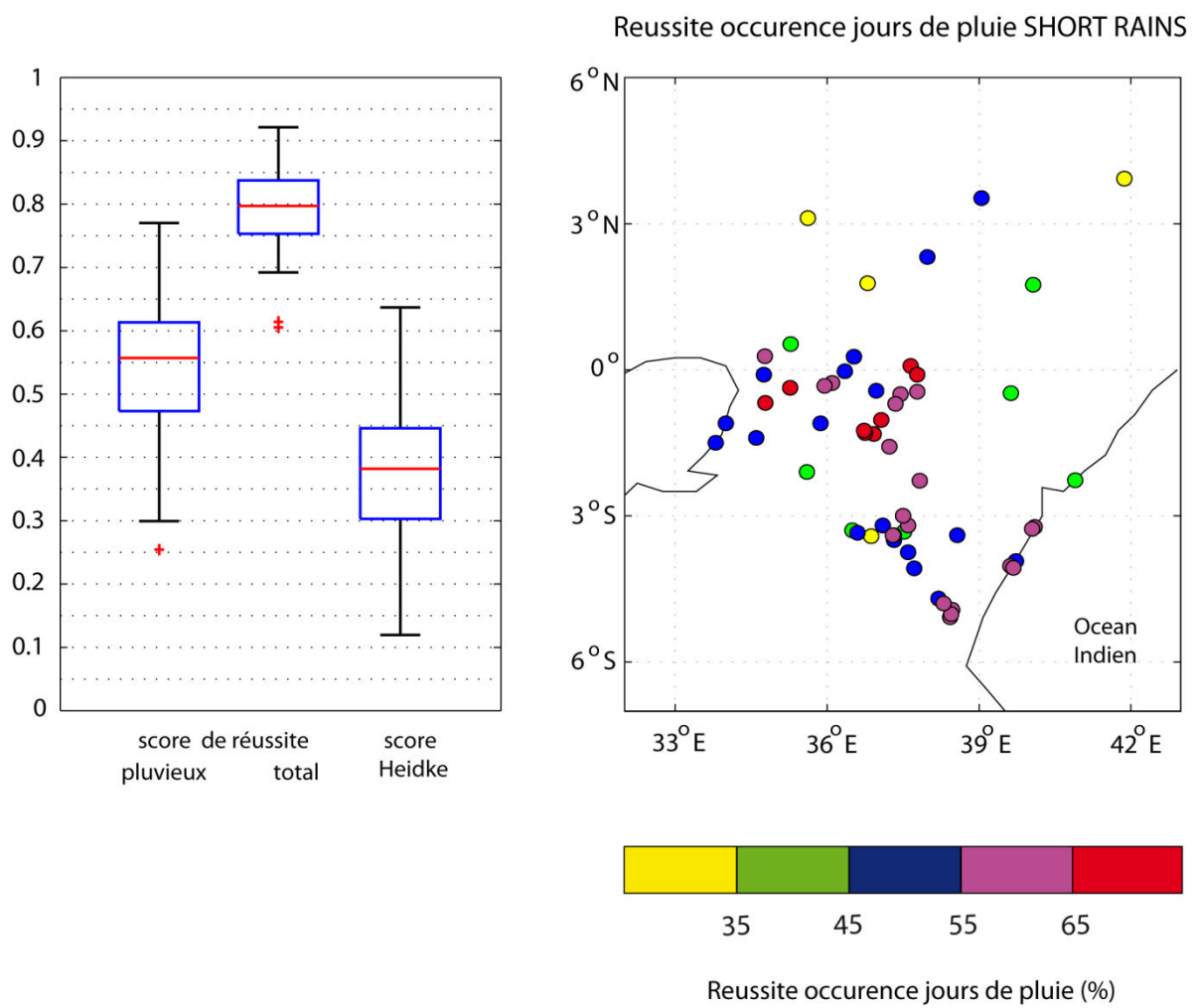
A.4.7 - Publication directement liée à la thèse: 'REGIONAL SCALE RAINY SEASON ONSET DETECTION: A NEW APPROACH BASED ON MULTIVARIATE ANALYSIS'

A. 1.1 – Caractéristiques des stations pluviométriques

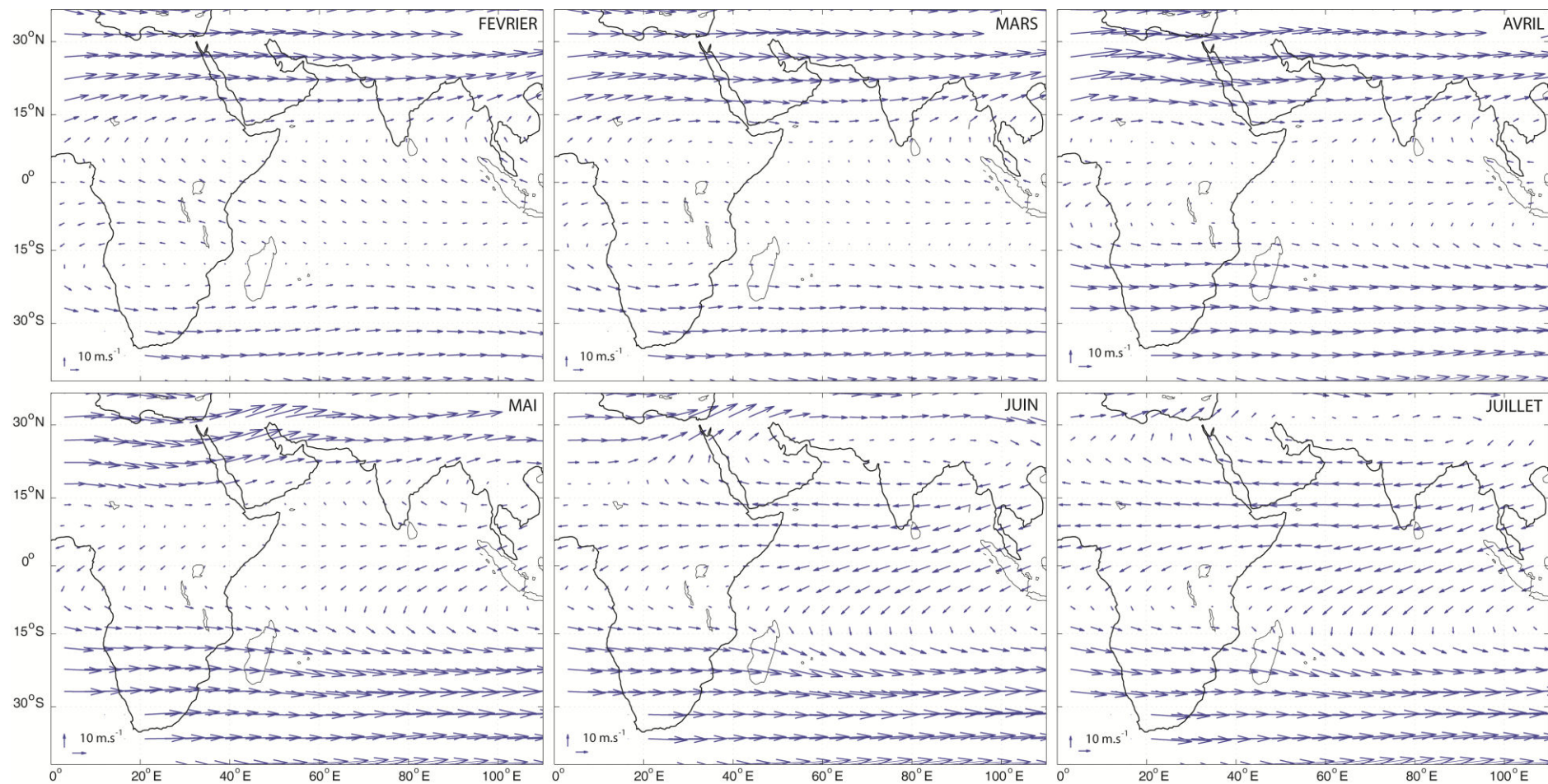
STATIONS	Longitude	Latitude	Altitude (m)
MAKINDU	37,83	-2,28	991
NAROK	35,87	-1,1	1860
MUSOMA	33,8	-1,5	1148
WAJIR	40,07	1,75	257
MOYALE	39,05	3,53	1074
MANDERA	41,87	3,93	218
VOI	38,57	-3,4	573
NAIROBI-DAGO	36,75	-1,3	1805
LODWAR	35,62	3,12	496
NYERI-MET	36,97	-0,43	1749
KISUMU	34,75	-0,1	1176
KAKAMEGA	34,77	0,28	1527
MOSHI	37,3	-3,4	765
NAIROBI-AIRP	36,92	-1,32	1618
GARISSA	39,63	-0,48	137
LAMU	40,9	-2,27	6
EMBU	37,45	-0,5	1488
LANGASANI	37,32	-3,5	713
THIKA	37,07	-1,03	1489
MALINDI-AIRP	40,1	-3,23	22
MOMBASAA	39,62	-4,03	53
LYAMUNGU	37,1	-3,2	1238
KATUMANI-EXP	37,23	-1,58	1589
OLJORO-OROK	36,35	-0,03	2369
LUSHOTO AGRI	38,3	-4,8	1425
MTWAPA-TREE-	39,73	-3,93	29
MSABAHA	40,05	-3,27	20
MARSABIT	37,98	2,32	1470
MONDULI	36,5	-3,3	1679
NJORO-PLANT	35,95	-0,33	2153

STATIONS	Longitude	Latitude	Altitude (m)
KISII	34,78	-0,68	1691
KIYUNGI	37,32	-3,4	761
NAKURU	36,1	-0,27	1894
SAME	37,72	-4,08	922
MOMBASAT	39,68	-4,07	16
SELIAN-ESTA	36,6	-3,35	1401
MERU	37,65	0,08	1581
MWEA	37,35	-0,7	1133
AMBANGULU ES	38,43	-5,08	1244
BALANGAI-EST	38,47	-4,93	1105
DINDIRA-ESTA	38,45	-5,02	1089
SHIRATI MISS	34	-1,1	1154
LOLIONDO	35,6	-2,1	1995
ROMBO MISSIO	37,6	-3,2	1482
KABETE	36,73	-1,25	1869
ELDORET	35,28	0,53	2124
KISANGARA	37,6	-3,75	943
ENGARE RONGA	37,5	-3	2204
MITUNGUU	37,78	-0,1	1016
BARAGOI	36,8	1,78	1282
KERICHO	35,27	-0,37	1952
RUMURUTI	36,53	0,27	1856
ISHIARA	37,78	-0,45	872

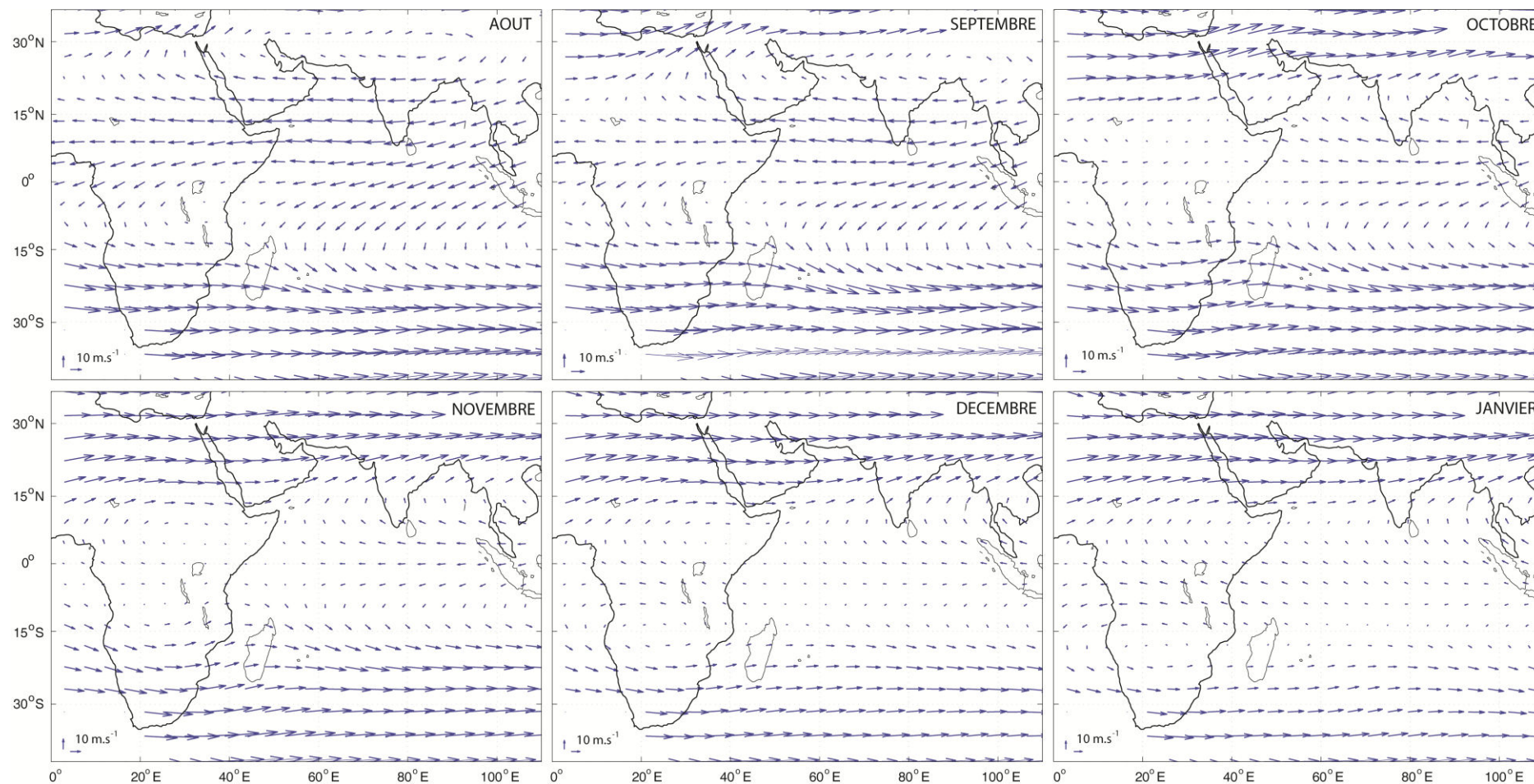
A. 1.2 – Scores de performances des modèles de reconstruction de pluies quotidiennes pour la saison des short rains



A. 1.3 – Configurations mensuelles moyennes des champs de vents à 200 hPa pour les mois de février à juillet 1961-2001. Les flèches bleues matérialisent la résultante du vent zonal et méridien obtenu des réanalyses ERA 40.

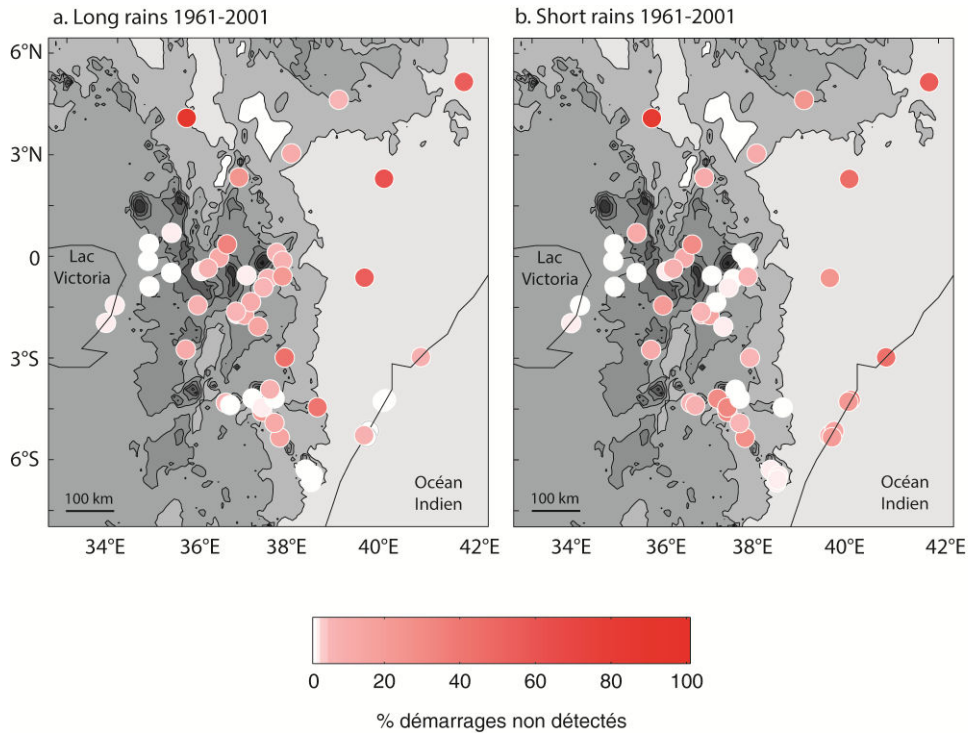


A.1.4 - Configurations mensuelles moyennes des champs de vents à 200 hPa pour les mois d'août à janvier 1961-2001. Les flèches bleues matérialisent la résultante du vent zonal et méridien obtenu des réanalyses ERA 40.

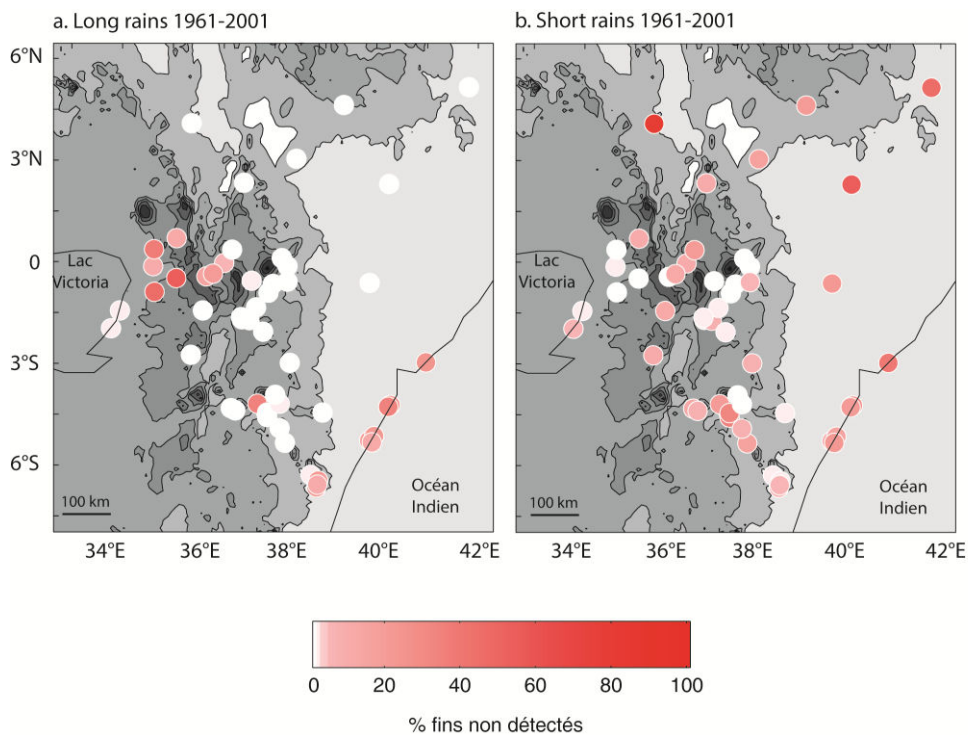


A. 2.1 – Démarrages de saison des pluies non détectés - les long rains (a) et short rains (b).

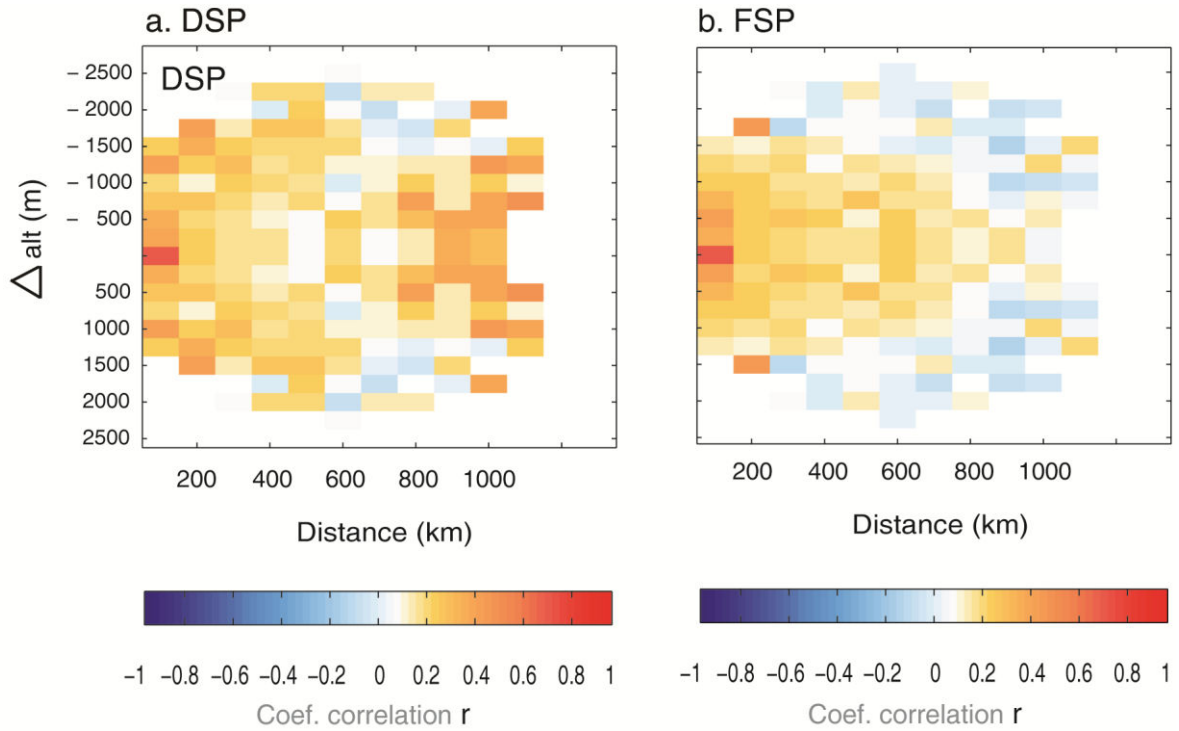
La date de démarrage se définit comme le 1er jour pluvieux d'une séquence pluvieuse de 2 jours consécutifs, recevant au moins 20 mm de pluie, sans enregistrer une séquence sèche d'au moins 10 jours enregistrant moins de 5 mm de pluie, au cours des 20 jours suivants.



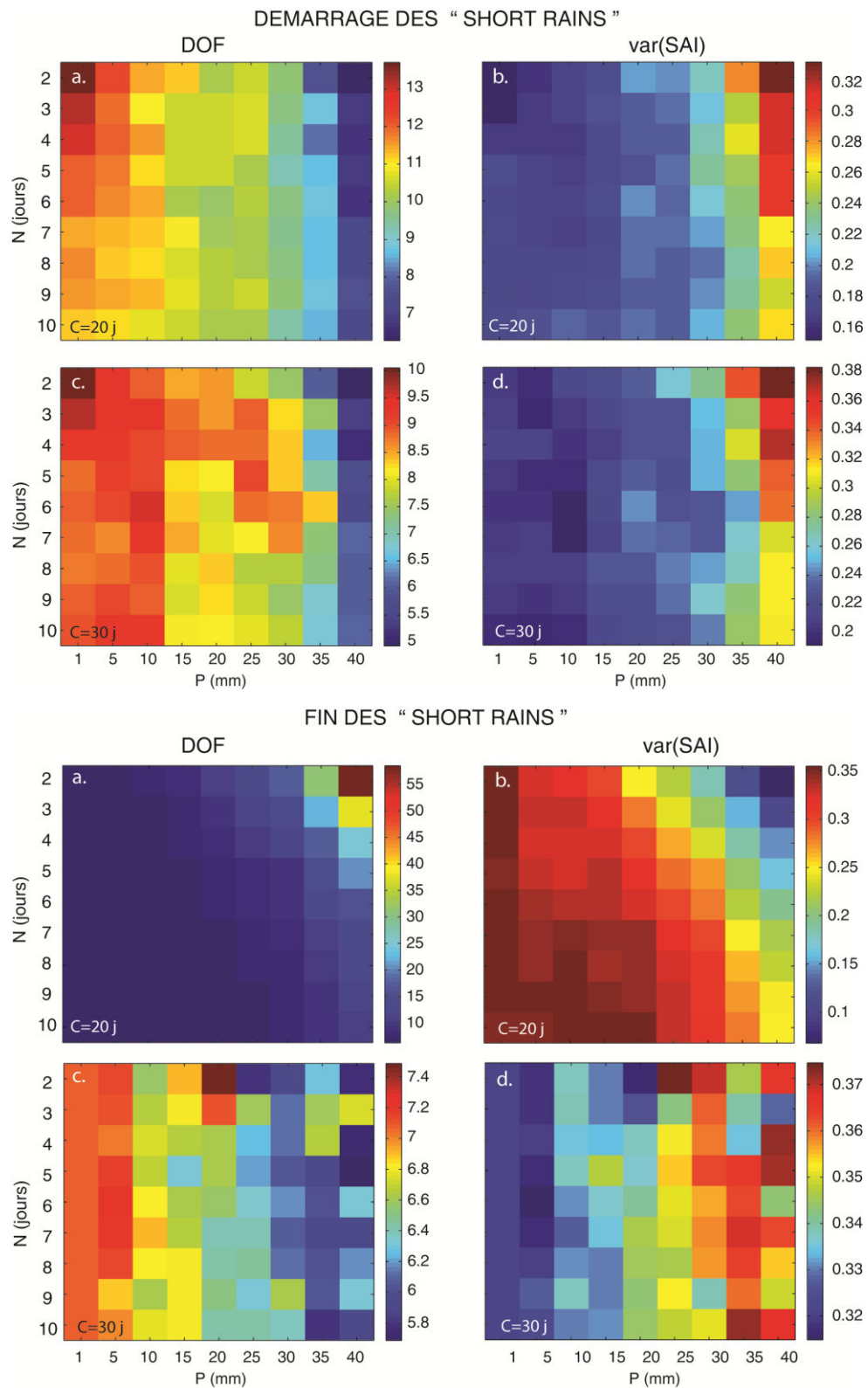
A. 2.2 – Fins de saison des pluies non détectés pour les long rains (a) et les short rains (b).



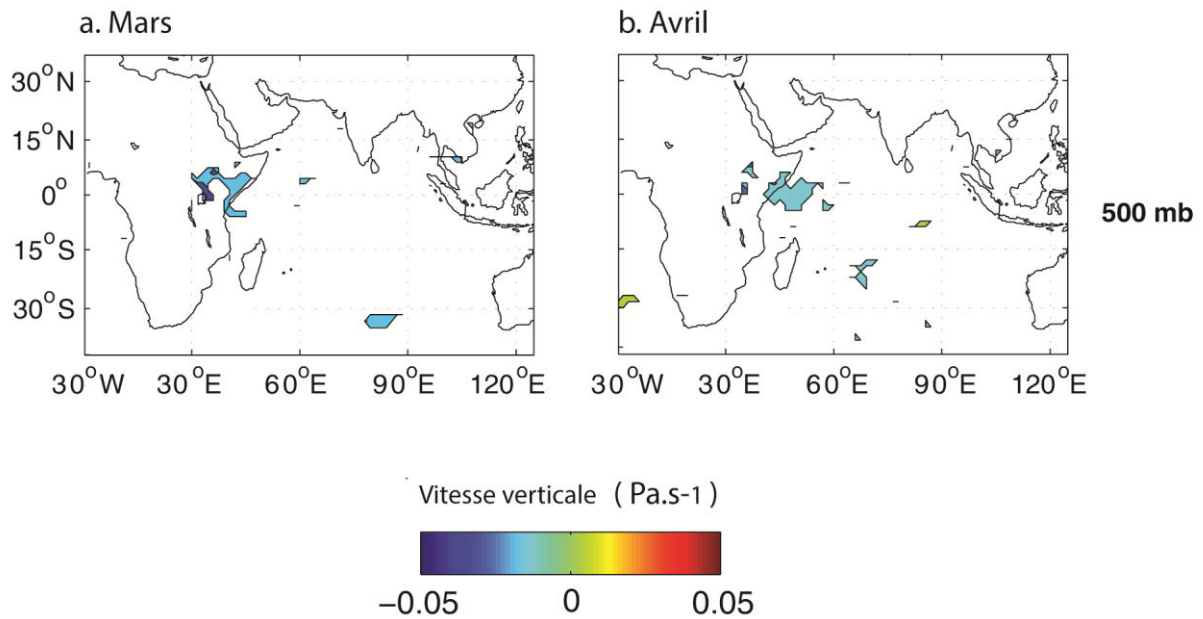
A. 2.3 – Cohérence spatiale verticale du démarrage (a) et de la fin (b) de saison des « short rains ». La cohérence spatiale est appréhendée via le calcul de corrélations entre l'évolution des DIS sur la période 1961-2001 pour l'ensemble des couples de stations du réseau.



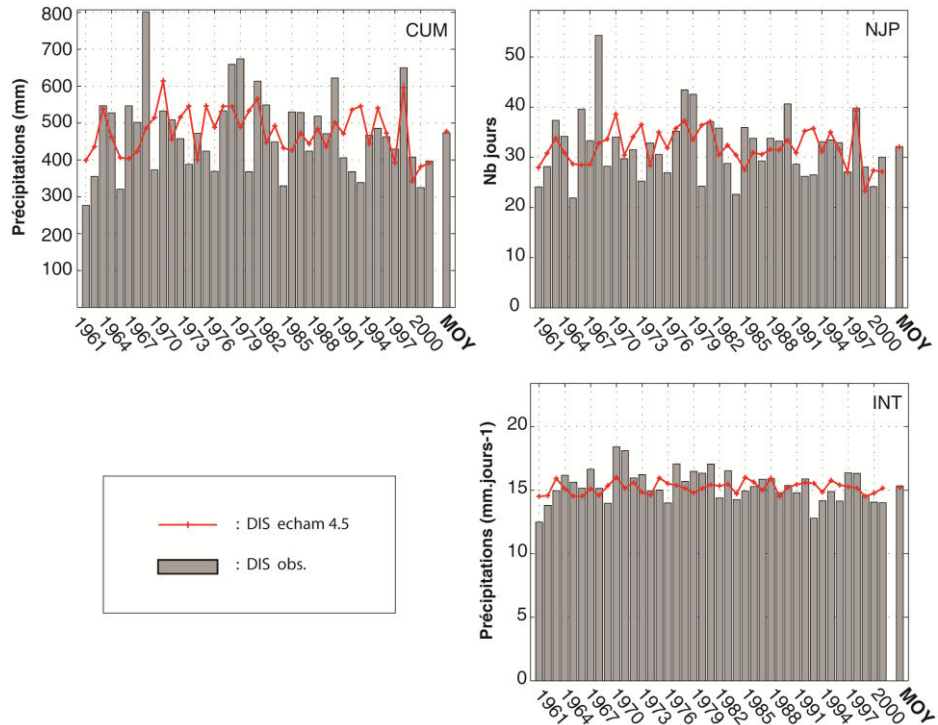
- A. 2.4 – Evolution des scores de DOF et var(SAI) en fonction des seuils pluviométriques utilisés dans la définition agro-climatologique du démarrage et de la fin des « short rains » avec une période de contrôle de 20 jours (a, b) et 30 jours (c, d).



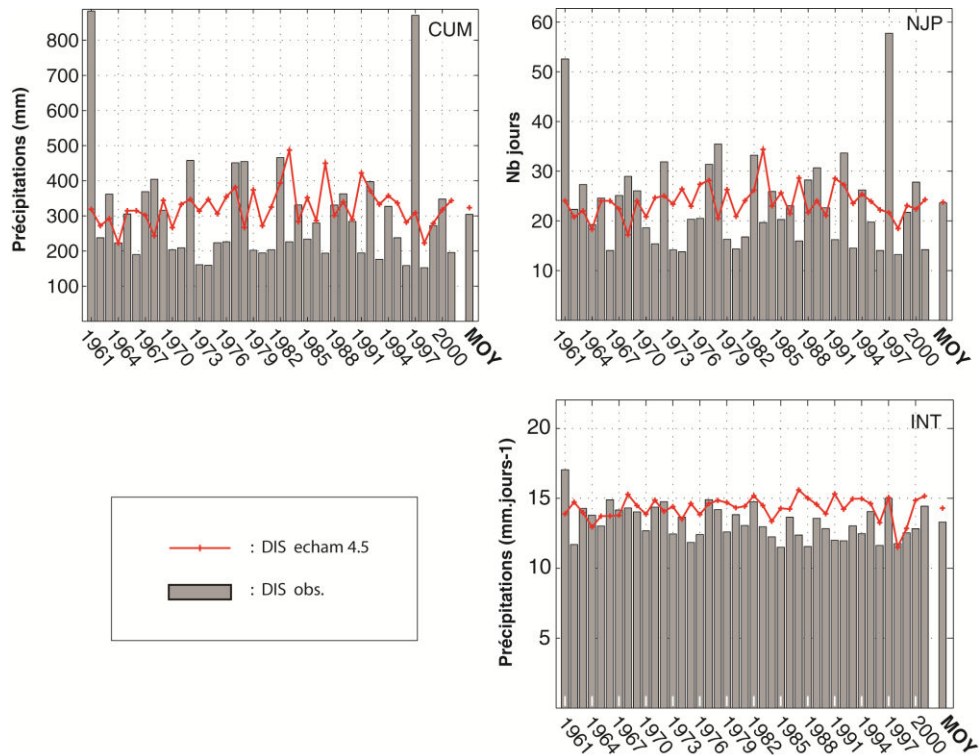
A.3.1 – Composites de vitesse verticale à 500 hPa en mars (a) et avril (b) associés aux DSP tardifs pour la région Kenya – Tanzanie du nord. En anomalies par rapport à la moyenne 1961-2001 (des valeurs positives indiquent une anomalie de subsidence). Seules les aires significatives au seuil de 95 % sont représentées.



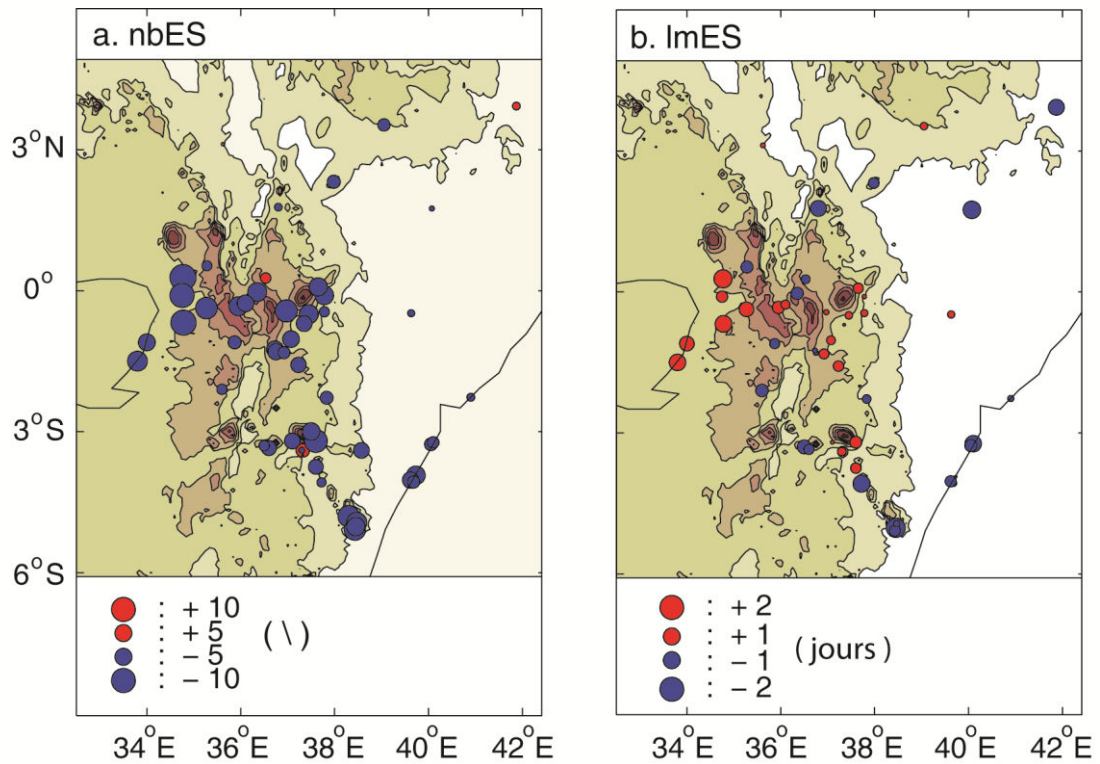
- A. 4.1 – Variabilité interannuelle du cumul saisonnier (CUM), nombre de jours de pluies (NJP) et intensité quotidienne des pluies (INT) observé (rectangles gris), et calculés à partir des pluies ECHAM 4.5 calibrées (ligne continue rouge) pour les **long rains** 1961-2001.



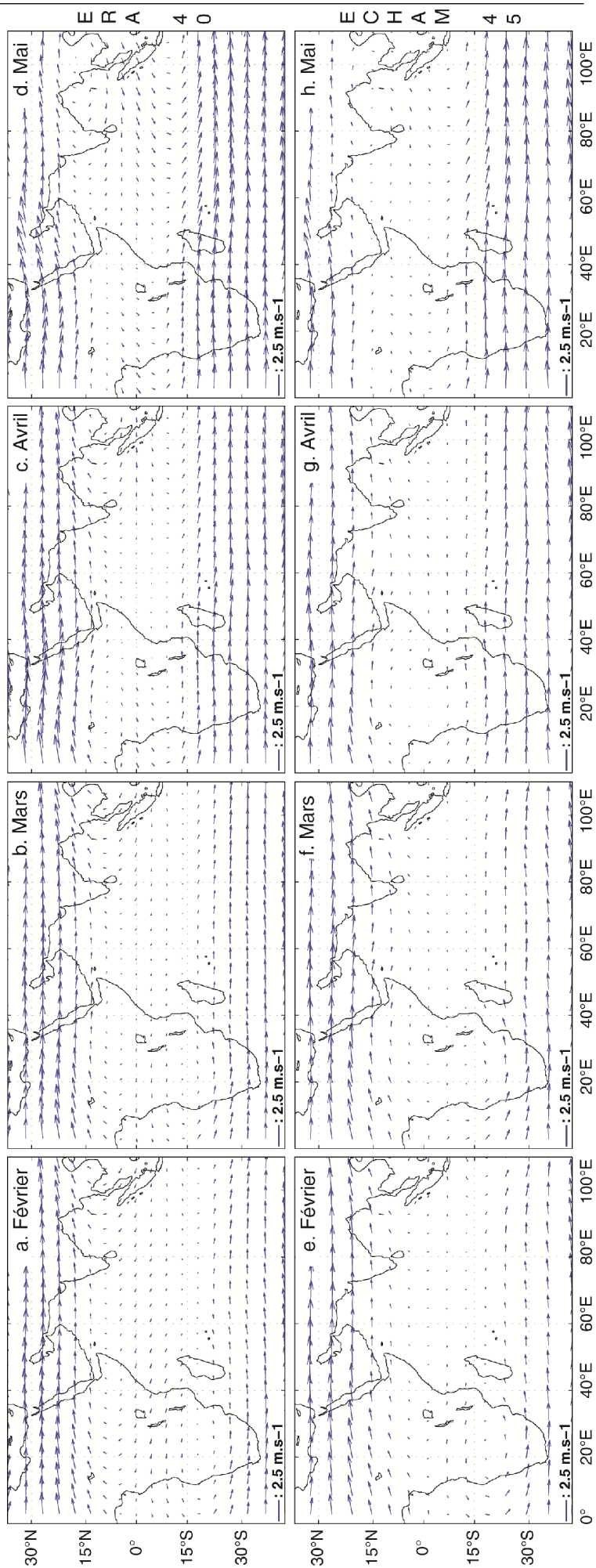
- A. 4.2 – Idem que A. 4.1 mais pour les **short rains** 1961-2001.



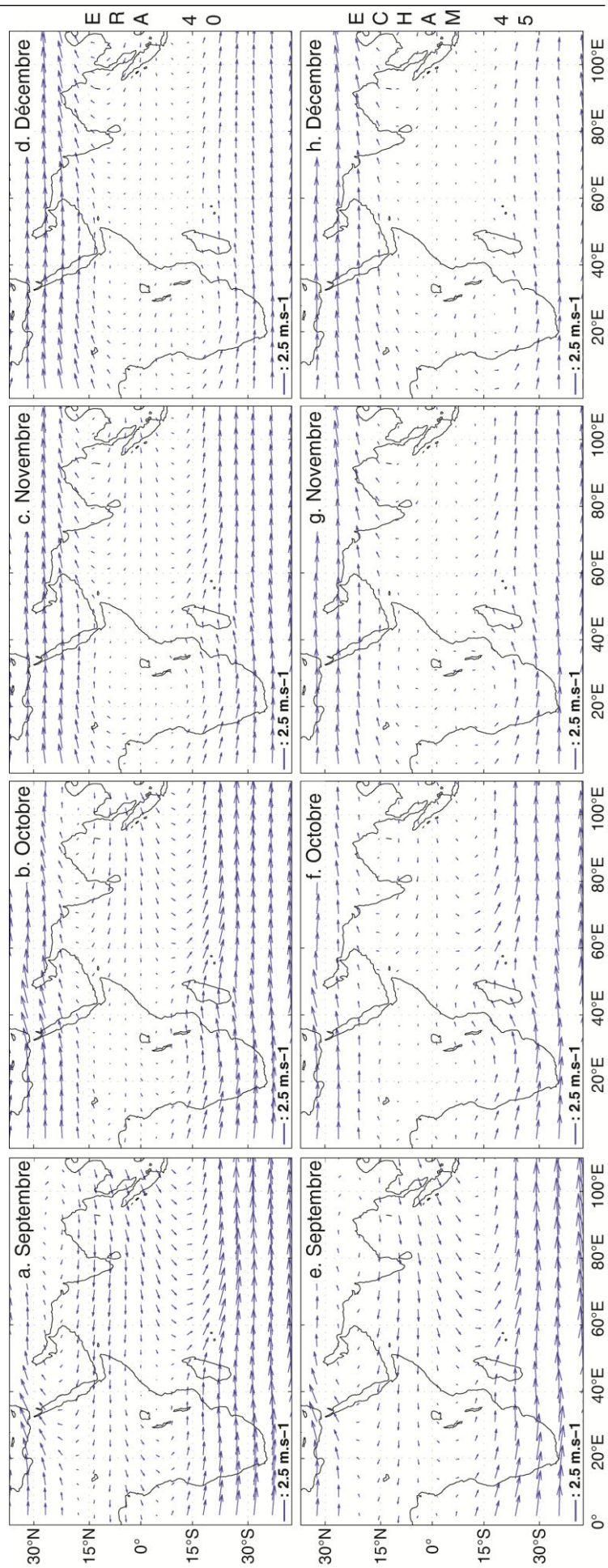
A.4.3 - Répartition spatiale des biais sur le nombre d'épisodes secs (nbES) des short rains (a) et la longueur moyenne des épisodes secs (lmES) des short rains (b) estimés à partir des précipitations quotidiennes du GCM ECHAM 4.5. Les biais positifs sont indiqués en rouges et les biais négatifs en bleus. La taille des cercles matérialise l'intensité du biais.



A. 4.4 – Configurations moyennes (1961-2001) mensuelles du vent zonal et méridien observées (a, b, c, d) et simulées par ECHAM 4.5 (e, f, g, h) à 200 hPa au cours des mois de février, mars, avril et mai. En bleu sont représentées les vecteurs (U, V) de vents, leur intensité est proportionnelle à la longueur du vecteur.



A. 4.5 – Configurations moyennes (1961-2001) mensuelles du vent zonal et méridien observées (a, b, c, d) et simulées par ECHAM 4.5 (e, f, g, h) à 200 hPa au cours des mois de septembre, octobre, novembre et décembre. En bleu sont représentées les vecteurs (U, V) de vents, leur intensité est proportionnelle à la longueur du vecteur.

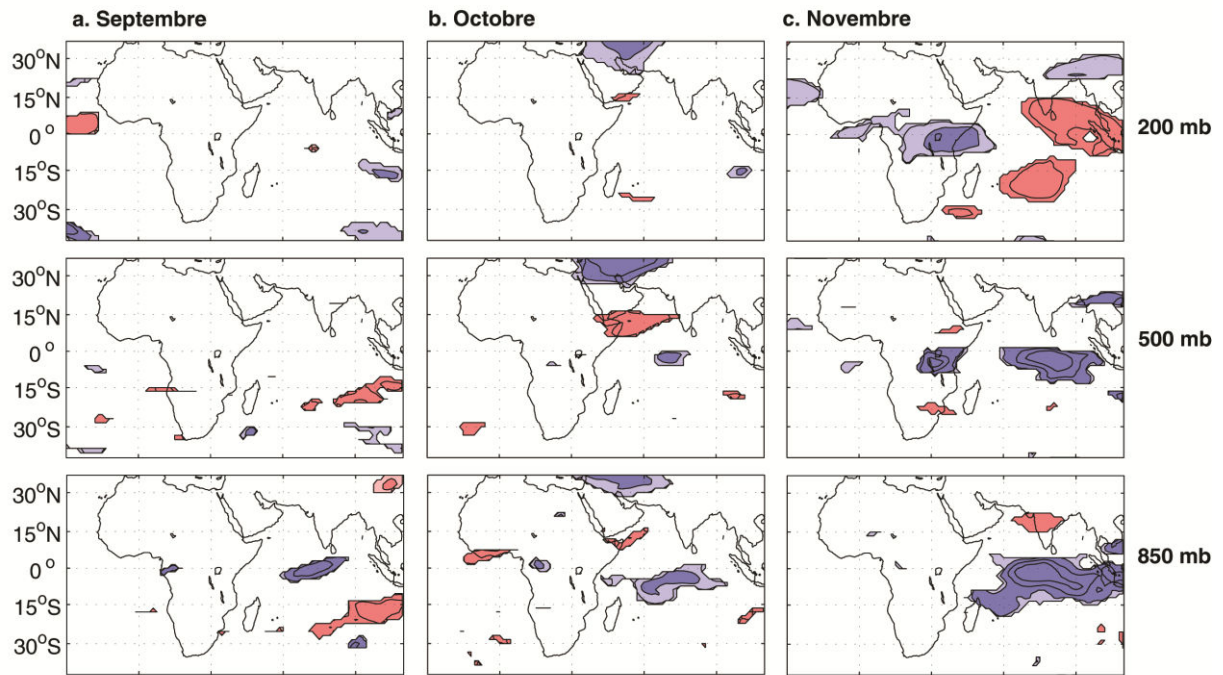


A.4.6 – Carte de corrélation moyenne entre le vent zonal et méridien à 850, 500, 200 hPa.

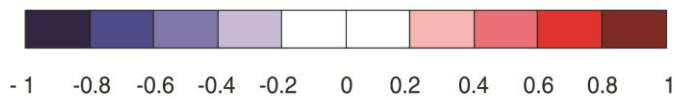
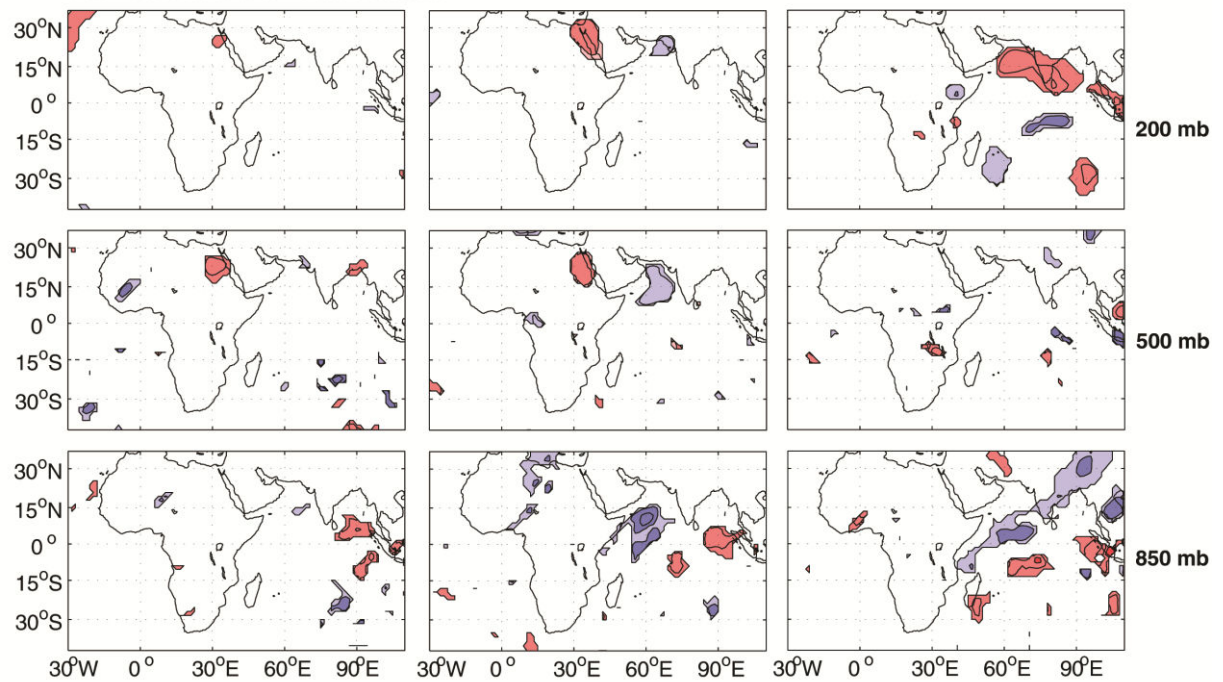
Cas des DSP short

rains

DSP - SHORT RAINS - Vent zonal



DSP - SHORT RAINS - Vent méridien



Corrélation linéaire (/)

A.4.7 - Publication directement liée à la thèse: 'REGIONAL SCALE RAINY SEASON ONSET DETECTION: A NEW APPROACH BASED ON MULTIVARIATE ANALYSIS'